Prof R. A. Daly
Mit den besten Grüßen
des Verfassers

H. Stille

Grundfragen der vergleichenden Tektonik

Mit 14 Figuren im Text

Gebrüder Borntraeger
Berlin W 35
Schöneberger Ufer 12 a

Grundfragen der vergleichenden Tektonik

von

Dr. H. Stille,
o. Professor der Geologie u. Palaeontologie an der Universität Göttingen

---

Mit 14 Figuren im Text

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12a
1924

Druck von E. Buchbinder (H. Duske), Neuruppin

Inhaltsverzeichnis

Textfiguren

Zur Einführung

Die vergleichende Tektonik hat ihre Grundlagen in der Erforschung der Einzelgebiete. Sie kann mit um so größerer Sicherheit vorgehen, je gesicherter die Ergebnisse sind, die ihr die Einzelforschung zur Verfügung stellt. Darum wird ihre große Zeit wohl erst kommen, wenn die Einzelaufklärung in aller Welt und namentlich auch in den heute in dieser Hinsicht noch besonders zurückstehenden Erdgebieten weitere Fortschritte gemacht haben wird. Aber auch schon heute kann ein gewaltig großes Material an Ergebnissen örtlicher Forschungen auf vergleichendem Wege zur Erlangung allgemeinerer Erkenntnisse und damit auch wieder zur Befruchtung der Einzelforschung ausgewertet werden. Ja schon heute ist dieses Material so groß, daß seine wirkliche Beherrschung weit über die Kraft des einzelnen geht. So muß man dem, der vergleichende Tektonik treibt, von vornherein Nachsicht für die Unvollständigkeit der benutzten Unterlagen gewähren. Verfasser muß aber um solche um so mehr bitten, als ihm unter den politischen und wirtschaftlichen Verhältnissen der letzten Jahre, in denen das nachfolgende Buch entstand, die neue ausländische Literatur z. T. nicht zugänglich gewesen ist. Aber auch aus der zugänglichen Literatur ist gewiß manches nicht verwertet worden, das bei der Ableitung z. B. der Einzelphasen der Gebirgsbildung oder der Bewegungen der Meere in gewissen Perioden der Vorzeit das gegebene Bild ergänzt und vielleicht hier und da etwas abgeändert hätte.

Bei den vergleichenden Untersuchungen gehen wir z. T. von den fertigen tektonischen Gebilden, ihrer Struktur, ihrer Lage zu andersartigen Erdzonen usw., aus. Aber besonders vergleichen wir auch die einzelnen Entwicklungsstufen in der Geschichte der Gebilde, und um dieses zu können, muß uns die geologische Geschichte des Einzelgebietes zur Verfügung stehen. Dabei ist allergrößter Wert der zeitlichen Zerlegung der überlieferten dynamischen Vorgänge in ihre Einzelphasen beizumessen, soweit eine solche auf gesicherter Grundlage irgendwie möglich ist. Denn sie ergibt die Veränderungen des tektonischen Gebildes von Phase zu Phase und entrollt somit erst den Werdegang.

Den rechten Sinn für die Fruchtbarkeit des Vergleichens der Ergebnisse der regionalen Geologie hat keiner mehr als E. Sueß in seinem „Antlitz der Erde" geweckt. Aber wenn überall die Korrekturen an seinen Synthesen ansetzen, wenn sogar die Fundamentalstücke Sueßscher Lehre erschüttert werden, so liegt das nicht allein in der inzwischen sehr fortgeschrittenen Erkenntnis der Einzelgebiete, sondern auch daran, daß nach heutiger Vorstellung den Sueßschen Synthesen die Grundlage der Analyse nach Zeitlichkeit zu sehr fehlt; daß Sueß also zu sehr nur das fertige Bild gesehen und zu wenig seine Zerlegung in die Einzelphasen der Entstehung gewürdigt hat und daß er dabei auch eine große Kategorie dynamischer Vorgänge ganz vernachlässigt hat, nämlich die säkulären Bewegungen, die die Gebirge vorbereiten und geradezu bedingen und die auch zwischen den einzelnen Phasen der Gebirgsbildung immer wieder eingetreten sind.

Aufgabe der vergleichenden Tektonik ist es, durch vergleichende Betrachtungen in möglichst vielen Einzelgebieten zunächst die Erscheinungsformen zu sichten, sie zu Kategorien nach diesem oder jenem Gesichtspunkte zusammenzufassen, das Verbindende und Trennende herauszuheben und die Beziehungen der Erscheinungsformen zueinander und zu ihrer Umwelt vergleichend festzulegen. Dabei wird sich herausschälen, was allgemein gilt, und so kommen wir zu Gesichtspunkten und Richtlinien, nach denen die tektonischen Erscheinungen sich ordnen und in denen Gesetzmäßigkeiten zu erblicken wir um so mehr berechtigt sind, je umfassender das Material war, von dem wir bei unseren Gruppierungen ausgingen. Diesen Gesetzmäßigkeiten gegenüber hebt sich ab, was Sonderumstand des Einzelfalles ist.

Auf der breiten Basis der Ergebnisse dieser vergleichenden Betrachtungen, insbesondere auch solcher über die Zeitlichkeit der Vorgänge, können wir dann daran gehen, die Kausalitätsfragen zu beleuchten. Allgemeine Erscheinungen und Vorgänge müssen auch allgemeine Ursachen, Sondererscheinungen Sonderursachen haben. Wertvolle Fundamente der Kritik gewinnen wir. Wir werden davor behütet, in Fällen, deren Zugehörigkeit zu einer weitverbreiteten Kategorie wir erkennen, Ursachen anzunehmen oder gelten zu lassen, die in örtlichen Sonderverhältnissen wurzeln. Wer z. B. die vertikalen Oszillationen des Baltischen oder Kanadischen Schildes nur für die Quartärzeit betrachtet, erblickt in ihnen Wirkungen des Entstehens und Vergehens der auf dem Untergrunde lastenden Eisbedeckung. Aber große Bedenken gegen diese Erklärung müssen doch aufkommen, wenn man auf dem Wege der vergleichenden geologischen Studien zu der Überzeugung durchdringt, daß Vorgänge etwa von der Art jener, die wir mit der Eisbedeckung in Zusammenhang bringen wollen, von Urzeit an überall auf der Erde sich

ereignet haben — ja auch am Baltischen und Kanadischen Schilde, ehe von einer Eisbedeckung dort die Rede sein konnte.

Gewiß gibt es in der Erscheinungswelt der Tektonik auch Konvergenzen, d. h. Gleiches aus verschiedenen Ursachen, und die Möglichkeit solcher ist im Auge zu haben. Aber hinsichtlich der Annahme ihres Zutreffens darf uns nicht zuviel zugemutet werden. Liegt ein Fall wie so viele andere, so sind wir auch berechtigt, ihn wie diese zu erklären, wenigstens bis zum Beweise des Gegenteils.

Dieses „bis zum Beweise des Gegenteiles“ hat überhaupt seine große Bedeutung bei der vergleichenden Behandlung tektonischer Stoffe. Man kann eben nicht jedes an jedem Einzelfalle erkennen und beweisen, und es liegt ja gerade ein besonderer Wert der vergleichenden Geologie schon darin, daß sie uns zur Behandlung eines Problems nicht an einen Einzelfall bindet, vielmehr die Möglichkeit und Freiheit der Heranziehung der geeigneten Fälle gibt. Dabei werden die geeigneten Fälle im allgemeinen die einfachen sein, wie ja auch wieder Einfachheit das hervorstechende Merkmal wahrer wissenschaftlicher Erkenntnis zu sein pflegt. Und es hängt doch vielfach der Erfolg wissenschaftlicher Arbeit schon davon ab, daß es gelingt, die für die Lösung einer Fragestellung einfachen Fälle herauszufinden oder verwickelter liegende Fälle so vom Nebensächlichen zu säubern, daß sie sich einfach darstellen. Was aber in solchen Fällen Haupt- und was Nebensache ist, das lehrt eben der Vergleich recht vieler Fälle.

Die an den geeigneten Fällen ermittelten Ergebnisse müssen wir nun aber auch „bis zum Beweise des Gegenteiles“ für jene für die besondere Fragestellung ungeeigneten Sonderfälle gelten lassen. Dieses Verfahren erscheint, allgemein betrachtet, so selbstverständlich, daß Einspruch wohl nicht erhoben werden wird. Und doch hat es in seiner konsequenten Einzelanwendung schon Widerspruch genug gefunden, sobald es sich nämlich gegen festgewurzelte und, man möchte sagen, geradezu liebgewordene Vorstellungen richtete.

Eines sauberen Handwerkszeuges in Gestalt klar umschriebener Begriffe bedürfen wir für unsere Arbeit der vergleichenden Untersuchungen. Das Gefühlsmäßige in der Handhabung wichtiger Grundbegriffe wie „Geosynklinale“ oder „Orogenese“ und „Epirogenese“, das man so oft antrifft, ist auszuschalten und durch feste Formulierungen zu ersetzen. Auch hierbei müssen wir wieder von den einfachen Fällen ausgehen; denn dann stellt sich heraus, was zum Wesen des Begriffes gehört.

Dieser Gewinnung eines brauchbaren terminologischen Handwerkszeuges ist der erste Hauptteil der nachfolgenden Untersuchungen im wesentlichen gewidmet.

Die weitere Stoffgliederung ergibt sich aus dem Gegensatze der orogenen und epirogenen Erscheinungen.

So betrifft der zweite Hauptteil zunächst das orogene Gleichzeitigkeitsgesetz, und dabei folgt der allgemeinen Behandlung desselben die Sonderdarstellung der orogenen Einzelphasen der Vorzeit auf Grund vergleichender Betrachtung möglichst vieler Erdgebiete. Daran schließt sich der Versuch der Darstellung gestaltlicher, zeitlicher, örtlicher und endlich kausaler Zusammenhänge hinsichtlich der Erscheinungsformen der Orogenese.

Der dritte und letzte Hauptteil betrifft Grundfragen der Epirogenese. Ein weiter Umweg über die vergleichende Betrachtung der Strandverschiebungen der geologischen Vorzeit und eine eingehende Stellungnahme zu dem Haugschen Gesetze der kompensativen Meeresbewegungen, auch dieses auf Grund eines weitausholenden Materials, sind nötig, um zur epirogenen Gleichzeitigkeitsregel vorzudringen, d. h. zu der Vorstellung einer gewissen Universalität auch des epirogenen Geschehens. Daran schließen sich allgemeine Untersuchungen über die geodynamischen Vorgänge der anorogenen Zeiten, wobei immer wieder von den Meeresbewegungen als den Indikatoren der Bewegungen des Festen ausgegangen wird.

Ein Schlußwort sucht das wesentliche Ergebnis der vorangegangenen Untersuchungen zusammenzufassen.

Wer des Verfassers ältere Arbeiten gelesen hat, wird viele Widerholungen aus diesen, oft sogar wörtliche, finden[1]). Sie waren des Zu-

---

[1]) Insbesondere kommen folgende ältere Arbeiten in Betracht, die ich hier aufzähle, um bei der Zitierung derselben in den nachfolgenden Ausführungen mich auf die Angabe der Nummern der Arbeit beschränken zu können:

St. I: „Zonares Wandern der Gebirgsbildung." 2. Jahresber. Nieders. geol. Verein 1909, S. 34—42.

„ II: „Die mitteldeutsche Rahmenfaltung." 3. Jahresber. Nieders. geol. Verein 1910, S. 141—170.

„ III: „Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume." Compt. Rend. XIe Congr. géol. Internat. 1910, p. 819—836.

„ IV: „Die saxonische Faltung." Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 65, 1913, Monatsber., S. 576—593.

„ V: „Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde." Leipzig, Veit & Co., 1913.

„ VI: „Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge." Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, Monatsber., S. 269—294.

„ VII: „Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen." Geol. Rundschau 1917, Bd. VIII, S. 89—142.

„ VIII: „Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung." Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1918, S. 362—393.

„ IX: „Alte und junge Saumtiefen." Ebenda 1919, S. 336—372.

„ X: „Die Begriffe Orogenese und Epirogenese." Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 71, 1919, Monatsber., S. 164—208.

sammenhanges wegen nötig. Zugleich entspricht Verfasser einer oft an ihn ergangenen Anregung, die früher nur bruchstückweise erfolgte Veröffentlichung der allgemeineren Ergebnisse seiner tektonischen Studien durch eine zusammenfassende Darstellung zu ergänzen.

St. XI: „Über Alter und Art der Phasen der variscischen Gebirgsbildung." Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1920, S. 218—224.

„ XII: „Studien über Meeres- und Bodenschwankungen". Ebenda 1922, S. 83 bis 95.

„ XIII: „Die Schrumpfung der Erde." Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1922.

„ XIV: „Normaltektonik, Salztektonik und Vulkanismus." Zeitschr. Deutsch Geol. Ges., Bd. 74, 1922, Monatsber., S. 215—226.

„ XV: „Anklänge an alpine Tektonik im saxonischen Schollengebirge." Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1923, S. 37—42.

Erster Hauptteil

Einige Grundbegriffe der Tektonik

I. Die Begriffe Geosynklinale und Geantiklinale

A. Der Begriff Geosynklinale

Der Begriff Geosynklinale wird in der Literatur nicht einheitlich gebraucht. Im weitesten Sinne ist die Geosynklinale als säkulär sinkender Sedimentationsraum zu definieren (St. V, S. 7). Ja vielleicht sollte man nur „säkulär sinkender Raum“ sagen, denn schließlich kann die Sedimentation, so allgemein sie sich in den sinkenden Räumen einzustellen pflegt, in Ausnahmefällen, z. B. bei größerer Landferne oder bei sehr kleinem Einzugsgebiet für das terrigene Material, auch recht gering bleiben. Im allgemeinen hält aber mit dem Sinken die Sedimentation einigermaßen Schritt, und so entstehen jene mächtigen Schichtfolgen, die uns aus den Geosynklinalen der geologischen Vorzeit überliefert sind und die Lage dieser alten Geosynklinalen angeben. Ich erinnere an die bis 6000 m anschwellende Schichtserie der kambrisch-ordovizischen Zeit in der Geosynklinale der Appalachien, an die nach Diener bis 14000 Fuß mächtige Folge konkordanter Schichten des Himalaya, an die 5500 m mächtige marine Unterkreide im California-Valley zwischen Sierra Nevada und Coast Range oder an die nach Schuchert[1]) 76000 Fuß mächtige und ohne Diskordanz abgelagerte algonkisch-paläozoisch-mesozoische Serie der Rocky Mountains-Geosynklinale in Idaho, dem westlichen Montana und südöstlichen Britisch Kolumbien. Auch die bis rund 7000 m anschwellenden postvariscischen Sedimente in Teilen des Niederdeutschen Beckens bezeugen das starke Sinken eines Sedimentationsraumes. Auch recht mächtige Ablagerungen von ausschließlich oder fast ausschließlich festländischem Charakter sind als Ausfüllungen sinkender Räume bekannt; ich verweise z. B. auf das rund 6000 m mächtige kontinentale Tertiär im zentralen Kaskadengebirge der westlichen Vereinigten Staaten oder auf die 3500 m mächtige kontinentale Trias in New Jersey.

---

[1]) Ch. Schuchert, Sites and Nature of the North American Geosynclines. Bull. Geol. Soc. Am. 1923, Vol. 34, S. 151 ff.

Vielfach verwendet man den Begriff Geosynklinale aber in der Beschränkung auf die besonders tief einsinkenden Zonen unserer Erde, die infolge ihrer tiefen Einsenkung im allgemeinen vom Meere bedeckt sind und die in späterer Zeit zu Stätten der Faltung werden. Aber es besteht kein irgendwie grundsätzlicher Unterschied zwischen diesen „eigentlichen" Geosynklinalen und anderen sinkenden Räumen, in denen vielleicht die Sedimentation in der Hauptsache festländischer Art ist und auch trotz starker Senkung des Untergrundes infolge der schnellen und stark vor sich gehenden Auffüllung mit Sedimenten festländisch bleibt, oder in denen sie festländisch bleibt, weil der sinkende Raum ein Spezialteil eines größeren aufsteigenden Blockes ist und so das Meer nicht oder nur vorübergehend Zutritt finden kann. Dazu sind alle Übergangsformen zwischen Geosynklinalen dieser oder jener Art da.

Die Bezeichnung Geosynklinale ist zuerst von Dana[1]) gebraucht worden, aber die ganze Vorstellung, die ihr zugrunde liegt, geht schon auf Babbage (1833) und Herrschel (1836) zurück, die zu der Annahme gekommen waren, daß zur Entstehung mächtiger Schichtmassen große Bodensenkungen erforderlich wären, und sie wurzelt weiter in James Hall, der 1857 die Faltung als naturgemäße Begleit- und Folgeerscheinung der Senkung und Sedimentation erkannt hatte. Hall sprach von großen „synklinalen" Achsen, entlang denen sich dann die kleinen Anti- und Synklinalen ausbilden. Was Hall in diesem Sinne als große „Synklinale" bezeichnet hatte, nannte dann Dana „Geosynklinale" und dem daraus entstehenden Gebirgssysteme gab er die Bezeichnung „Synklinorium" (= „Gebirge aus Synklinalen"). Der Urtypus ist jene Geosynklinale, aus der die Appalachien hervorgegangen sind; für sie wie überhaupt für die nordamerikanischen Geosynklinalen ist nach Ch. Schuchert (a. a. O.) charakteristisch, daß sie innerhalb einer Kontinentalmasse liegt, vom Ozean durch ein „borderland" getrennt. Dem stehen Geosynklinalen gegenüber, die zwischen Kontinenten liegen („Mesogeosynklinalen" oder „Mediterraneans" bei Schuchert); ein typisches Beispiel ist die europäisch-asiatische Tethys. Auf diese interkontinentale Lage als angebliche Grundeigenschaft der Geosynklinalen hat insbesondere E. Haug[2]) hingewiesen, der z. B. einen großen pazifischen Kontinent im wesentlichen wohl nur deswegen annahm, um dem Bildungsraume der nord- und südamerikanischen Kordilleren den interkontinentalen Charakter zu geben.

[1]) James D. Dana, On some Resultes of the Earth's Contraction from cooling, including a Discussion of the Origin of Mountains. Amer. Journ. of Science 1873, Vol. 5, S. 423—443, Vol. 6, S. 6—14, 104—115, 161—172.

[2]) Emile Haug, Les Géosynclinaux et les Aires Continentales etc. Bull. Soc. géol. Fr., Sér. 3, XXVIII, 1900, S. 617 ff.

Derselbe, Traité de Géologie, Paris 1907, S. 156 ff. — Ich zitiere diese von mir viel benutzten Haugschen Schriften weiterhin kurz als „Haug, Géosynclinaux etc." und „Haug, Traité".

Übrigens folge ich in der Ausdehnung des Begriffes Geosynklinale auf alle säkulär sinkenden Becken nur dem Beispiele, das schon Dana gegeben hatte, der ja auch die großen Ozeane zu den Geosynklinalen rechnete. Auch Ch. Schuchert will, nachdem er die innerhalb eines Kontinentalblockes liegenden amerikanischen Geosynklinalen als die eigentliche Urform wieder ins rechte Licht gesetzt und eingehend beschrieben hat, den Begriff Geosynklinale schließlich für „all the greater longcontinued down-flexured parts of the lithosphere" gelten lassen.

Als deutsche Übersetzung für Geosynklinale mag man die Bezeichnung „Senkungswanne" oder „Senkungstrog" (dieses entsprechend dem englischen „trough") verwenden; dabei handelt es sich meist um Meereswannen (Meeresträge), oft aber auch um Festlandswannen (Festlandströge), und häufig wird auch durch marine Ingression aus dem Festlandstrog ein Meerestrog oder unter Regression aus dem Meerestrog ein Festlandstrog.

Mit dem Begriffe der Geosynklinale verknüpft sich im allgemeinen die Vorstellung, daß aus ihrem Schoße die Gebirge geboren werden, — ganz im Sinne der Hall-Danaschen Erkenntnis des Zusammenhanges von Sedimentation und Faltung. Aber wir kennen auch Gebiete langfristigen starken Sinkens und damit einer langfristigen und starken Sedimentation, in denen es zu eigentlichen Faltungen in der Folgezeit nicht mehr oder noch nicht gekommen ist oder in denen die Orogenesen, wenn überhaupt in stärkerem Maße eingetreten, sich vorwiegend auf Schollenverschiebungen an Brüchen beschränkt haben. Ich denke dabei z. B. an die Sedimentationsräume des nordeuropäischen Old Reds oder an die großen jungpaläozoischen kontinentalen Geosynklinalen Mitteleuropas[1]) oder an die Newark-Senkungszonen des östlichen Amerikas oder in gewissem Sinne auch an die Becken der germanischen Trias. Mag also das Eintreten großer Faltungen in den sinkenden Räumen auch die Regel sein, so kann es doch nicht, wie in der Literatur häufig zu finden ist, als bestimmend für den Begriff der Geosynklinale gelten. Ebensogut könnte man einem Weibe, weil es nicht zur Mutterschaft gelangt, die Bezeichnung „Weib" absprechen.

Alles in allem ist durchaus zuzugeben, daß es einen gewissen extremen Typus sinkender Räume gibt entsprechend dem, was vielfach allein als Geosynklinale bezeichnet wird, also langgestreckte und relativ schmale Zonen starker Senkung und ausschließlich oder vorherrschend mariner Sedimentation, die dann zu den Bildungsstätten der Gebirgsketten werden. Aber eine grundsätzliche Abtrennung solcher Räume von anderen Zonen von vielleicht geringerer Senkung, von vorübergehender

[1]) Vgl. A. Born, Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abhandl. Senckenberg. Naturf. Ges. Bd. XXXVII, H. 4, 1921.

oder längerer festländischer Fazies, von mehr unregelmäßiger, z. T. gedrungener Form ist nicht möglich, und so müssen wir entweder, wie es mir am zweckmäßigsten erscheint und sich jetzt auch weitgehend eingebürgert hat, den Begriff der Geosynklinale auf die Gesamtheit der säkulär sinkenden Räume erweitern oder für diese Gesamtheit eine neue Bezeichnung einführen, von der dann die „eigentliche“ Geosynklinale einen nicht scharf umgrenzbaren Unterfall bilden würde.

B. Der Begriff Geantiklinale

Den Geosynklinalen stellte schon Dana die Geantiklinalen gegenüber, die wir als „säkulär aufsteigende Räume“ definieren wollen. Sind die Geosynklinalen Stätten der Sedimentation, so sind demgegenüber die Geantiklinalen in der Hauptsache Stätten der Denudation; und wie die Sedimentation in den Geosynklinalen im allgemeinen mit dem Einsinken Schritt hält, so ermöglicht der Fortgang der Aufwärtsbewegung der Geantiklinalen den Fortgang ihrer Abtragung und damit auch den Fortgang der Abführung von Sedimenten von ihnen zu den sinkenden Räumen.

Indem die Geantiklinalen die Geosynklinalen umsäumen, bilden sie „Rahmen“ in zunächst paläogeographischem Sinne. Aber wenn in den Zeiten der Faltung aus den Geosynklinalen die Gebirge aufsteigen, können die Geantiklinalen ihre Sonderbedeutung als der Faltung nicht unterliegende, dabei aber die Art der Faltung in der angrenzenden Geosynklinale in starkem Maße bedingende „Vorländer“ gewinnen.

C. „Aires d'Ennoyage“ und „Aires de Surélévation“ als Sonderformen der Geosynklinalen und Geantiklinalen

Haug (a. a. O.) stellt an den Begriff der Geosynklinale die Forderung, daß sie posthum zum Streichen des Untergrundes gerichtet sei. Gewiß trifft das für viele unserer großen Geosynklinalen zu, aber gleichartige Senkungszonen liegen oft auch spießeckig oder gar senkrecht zum Untergrunde. Durch ihre Posthumität zum älteren Untergrunde soll sich nach Haug die Geosynklinale von den sogenannten „Aires d'Ennoyage“ unterscheiden, die senkrecht zum Streichen des Untergrundes verlaufen sollen.

Zwischen diesen Aires d'Ennoyage liegen als transversale Hebungszonen Haugs „Aires de Surélévation“, und beide sind Teile der Haugschen „Aires Continentales“, die hinsichtlich der weiterhin zu behandelnden Meeresbewegungen in fundamentalem Gegensatz zu den Geosynklinalen gestellt werden.

Die Aires de Surévélation und Aires d'Ennoyage sind Erscheinungen, die sich in vielen Fällen durch eine Art von Querfaltung, die die Hauptfaltung kreuzt, erklären lassen. Daneben gibt es Segmentierungen gefalteter Zonen durch Hebungs- und Senkungserscheinungen, die säkulär vor sich gehen. Es bilden sich allmählich Senkzonen aus, in die das Meer eindringt oder die auch dann, wenn sie kontinentalen Charakter behalten, zu Stätten der Sedimentation werden. Das beste Beispiel einer derartigen Transversalsenke ist für Haug das Pariser Becken, das einer Einsenkung quer zum Streichen des armorikanisch gefalteten älteren Untergrundes seine Entstehung verdankt; eine andere Aire d'Ennoyage großen Stiles ist für ihn das germanische Triasbecken in seiner im wesentlichen meridionalen Erstreckung von der Provence bis zur Nordsee.

Aires d'Ennoyage dieser Art fallen als säkulär sinkende Räume unter den Begriff der Geosynklinale, wenn wir die oben gegebene Definition zugrunde legen; und die sie trennenden Aires de Surévélation sind Geantiklinalen.

II. Orogenese und Epirogenese

A. Erläuterung der Begriffe Orogenese und Epirogenese

Zwei große Kategorien tektonischer Vorgänge haben wir in der Erdkruste nachdrücklichst zu unterscheiden, worauf als erster G. K. Gilbert[1]) hingewiesen hat, nämlich die orogenen und die epirogenen. Im Great Basin, dem großen, zwischen den pazifischen Ketten (Sierra Nevada) und den Rocky Mountains gelegenen abflußlosen Gebiete des westlichen Nordamerikas, ist der Begriff der „Epirogenese" beheimatet, und zwar insbesondere im Becken des ehemaligen Lake Bonneville, dessen letzter Rest heute noch im großen Salzsee vorhanden ist. Hier hat G. K. Gilbert (a. a. O.) zum ersten Male die Gesamtheit der tektonischen Deformationen der Erdkruste oder den „Diastrophismus", wie er im Anschluß an J. W. Powell sagte, in „Orogeny" und „Epeirogeny" eingeteilt.

Zweierlei morphologisch-tektonische Elemente erkannte er im Gebiete des Lake Bonneville und überhaupt des Great Basin, nämlich erstens die weitgespannten Hohlformen, wie das Great Basin oder das Bonneville Basin, und zweitens die Berggestalten, wie die einzelnen Bergrücken innerhalb des Beckens.

Diejenigen tektonischen Vorgänge, die die Berggestalten hervorrufen, sind, so sagte Gilbert, die orogenen.

---

[1]) G. K. Gilbert, Lake Bonneville, U. S. Geol. Survey, Monographs I, 1890.

Demgegenüber schlug Gilbert für die weitspannigen Bewegungen („broad movements“), die „Kontinente und Plateaus, ozeanische Becken und kontinentale Basins“ schaffen, die Bezeichnung „epeirogenetisch“ vor[1]).

Hinsichtlich der Begriffe Orogenese und Epirogenese, dieser Grundbegriffe der Tektonik, besteht nun bedauerlicherweise eine erhebliche Verwirrung, die ich in einem Aufsatze aus dem Jahre 1919, im wesentlichen gestützt auf Gilbert's Definitionen, zu beheben versucht habe (St. X).

Die Orogenese umfaßt, wie ich damals sagte, die Bewegungen, die das tektonische Gefüge des Bodens nicht verändern. Zu ihnen gehören die Falten, Überschiebungen, Verwerfungen usw. So verschiedener Art diese Gefügeveränderungen des Bodens auch sind, so ist ihnen doch eines gemeinsam, nämlich das Gebundensein an ganz bestimmte, verhältnismäßig kurzfristige Termine der Erdgeschichte.

Somit charakterisieren sich diese orogenen Vorgänge

1. als Veränderungen im Lagegefüge des Bodens,
2. als episodisch.

Ihnen stehen die epirogenen Vorgänge gegenüber, die

1. das tektonische Gefüge des Bodens intakt lassen,
2. durch lange geologische Zeiten andauern („säkuläre“ Vorgänge),
3. weitspannig sind.

Gilbert hatte zwar im „Lake Boneville“ die Begriffe Orogenese und Epirogenese in erster Linie im Hinblick auf das morphologische Ergebnis gebraucht; aber daneben stehen für ihn, besonders klar hinsichtlich der Epirogenese, die ganz bestimmten endogenen Vorgänge, die nach seiner Meinung jene morphologischen Ergebnisse zeitigten.

Somit teilt der Begriff Orogenese das Schicksal des entsprechenden deutschen Wortes „Gebirgsbildung“. Gewiß hat man darunter anfänglich die Vorgänge verstanden, die „Gebirge bilden“; aber heute denkt man beim Gebrauch dieses Wortes nicht mehr oder doch erst in zweiter Linie an die morphologische Form des Gebirges, sondern an all die Veränderungen in den gegenseitigen Lageverhältnissen der Gesteinsmassen, die in der Struktur des Untergrundes zum Ausdruck kommen. Und wenn wir bei dem Begriff Orogenese in gleicher Weise verfahren,

---

[1]) Neben der griechischen Wortform epeirogenetisch hat sich die latinisierte Form epirogenetisch in der Literatur stark eingeführt. Z. B. hat sich Haug (Traité, S. 507) für sie entschieden.

Gegenüber den Wortformen orogenetisch und epirogenetisch, die auch ich bisher gebraucht habe, möchte ich jetzt den kürzeren Wortformen „orogen“ und „epirogen“ den Vorzug geben.

Ein „Orogen“ (Kober) ist ein orogenes Gebilde, insbesondere eine größere orogene Einheit (z. B. Kaledoniden, Alpiden usw.).

so entfernen wir uns kaum von der Gilbertschen Grundidee, denn diese basierte auf der Gegensätzlichkeit zwischen den weitspannenden Verbiegungen, deren Beispiel das Becken des Lake Bonneville ist, und den „eigentlichen“ tektonischen Vorgängen, wie sie z. B. die einzelnen Bergrücken vom Typus der Basin Ranges geschaffen haben.

Die epirogenen Vorgänge sind die Erscheinungsformen der Tektonik in den „anorogenen“ Zeiten. Es handelt sich um langandauernde, mehr oder weniger gleichmäßige Bewegungen großer Erdstücke, um plumpe Bewegungen größerer Einheiten gegenüber den Erscheinungen der Orogenese. Sie gehen teilweise in aufwärtigem Sinne vor sich und erzeugen auf diese Weise Festlandsschwellen, wie in dem Namen epirogen zum Ausdruck kommt.

Dabei vollzieht sich im allgemeinen, wie z. B. die von unsern nordischen Fachgenossen meisterhaft erforschte Geschichte des quartären Skandinaviens und Finnlands zeigt, das Aufsteigen solcher Einheiten räumlich nicht gleichmäßig, vielmehr in Form von Aufwölbungen derart, daß die Hebung in bestimmten Zonen ihren Höchstbetrag hat und von hier aus sich seitwärts abschwächt.

Neben diesen säkulären und weitspannigen Aufwärtsbewegungen stehen nun die gleichfalls säkulären und weitspannigen Abwärtsbewegungen anderer Erdzonen. Sie führen zur Bildung größerer Erdwannen (Geosynklinalen), die zu den Hauptstätten der Sedimentation werden, während die Gebiete der säkulären Aufwölbung im allgemeinen die Stätten der Denudation sind. Die Mächtigkeit der Sedimente der Vorzeit gibt eine Vorstellung von dem Grade der säkulären Abwärtsbewegung, die während der Sedimentbildung eingetreten ist. Aus der Verschwächung oder gar dem Auskeilen der Schichten in den Randzonen der großen Erdwannen und überhaupt aus den Mächtigkeitsverhältnissen der Sedimente ergibt sich, daß, wie die aufwärtige epirogene Bewegung, so auch die abwärtige räumlich ungleichmäßig gewesen und zwar nach Art einer Einwölbung erfolgt ist. In manchen Fällen und vielleicht im allgemeinen haben wir die stärkste Abwärtsbewegung in der Mittellinie der Geosynklinalen; in anderen liegt sie aber näher einem der Ränder, so im Falle der appalachischen Geosynklinale näher dem Ostrande.

Gewiß ist zutreffend, daß die vertikalen Aufwärts- und Abwärtsbewegungen die hauptsächlichsten Erscheinungsformen der weitspannigen Verbiegungen, wie Gilbert sie sich vorstellte, sind; aber trotzdem müssen wir festhalten, daß auch schon bei Gilbert die begriffsbestimmende Grundvorstellung nicht das Vertikale der Bewegungsvorgänge gewesen ist, sondern eben die durch Strandlinienverbiegungen nachweisbaren Veränderungen, die weite Flächenräume betreffen. Überhaupt hat Gilbert ja gerade durch die Untersuchung der jungen Verbiegungen

der Terrassen des Lake Bonneville die Vorstellung der Epirogenese gewonnen.

Die Zurechnung auch der abwärtigen säkulären Bewegungen zur Epirogenese ist nicht nur deswegen geboten, weil es sich bei ihnen und bei den aufwärtigen um ganz gleichartige Vorgänge, nur mit umgekehrten Vorzeichen, handelt, sondern entspricht auch der Urbedeutung der zuerst von G. K. Gilbert gegebenen Bezeichnung. War doch sogar der Gilbertsche Urtypus eines epirogenen Gebildes, das Gebiet des Lake Bonneville, nicht eine aufsteigende Erdschwelle, sondern ein sinkendes Becken. Es ist allerdings zu beobachten, daß die Bezeichnung auch der abwärtigen säkulären Bewegungen als „Epirogenese“ sich schwer einbürgert; es besteht augenscheinlich ein gewisses inneres Widerstreben, eine abwärtige Bewegung, die die Meere schafft, mit einem Worte zu bezeichnen, das in seiner Urbedeutung das Gegenteil, nämlich eine Festlandsbildung, aussagt. Wohl aus diesem Widerstreben heraus hat L. Kober[1]) von „thalattogenen“ Bewegungen also solchen, die die Meeresbecken bilden, gesprochen, allerdings mit Beschränkung auf die angeblichen „großen Einbrüche der Erdrinde, die zur Bildung der Meeresbecken führen“, während er den Begriff Epirogenese auf die Hebungen und Senkungen der „kontinentalen Felder“ beschränkte. Aber gegen diese Unterscheidung der abwärtigen Bewegung, die Meere schafft (Thalattogenese bei Kober), und derjenigen, die die kontinentalen Felder betrifft (Epirogenese bei Kober), spricht doch schon, daß die Senkung der kontinentalen Felder vielfach auf die Bildung von Meeren hinauskommt, und zwar keineswegs nur von vorübergehenden Ingressionsmeeren, sondern oft genug von Dauermeeren. Will man also die Kobersche Bezeichnung Thalattogenese aufnehmen, so darf das m. E. nur geschehen für die abwärtigen säkulären Bodenbewegungen kurzhin und als Unterfall der Epirogenese, die somit in eine „Epirogenese in engerem Sinne“ (aufwärtige Epirogenese) und eine „Thallattogenese“ (abwärtige Epirogenese) zerfiele. Ich persönlich halte es aber, — ganz abgesehen von der historischen Entwicklung des Begriffes Epirogenese —, nicht für notwendig, die artlich und zeitlich gleichen Vorgänge begrifflich nur wegen der Umkehrung des Vorzeichens auseinanderzureißen.

Aus der erwähnten älteren Veröffentlichung wiederhole ich hier den Hinweis, daß für die jüngere geologische Vergangenheit die aufwärtige Epirogenese zwar in großem Umfange ihre Spuren hinterlassen hat, während die unmittelbaren Spuren der abwärtigen Epirogenese uns im allgemeinen nicht zugänglich sind, sondern noch in den Meeresräumen oder in sonstigen Senkungsgebieten verhüllt liegen. In bezug

[1]) L. Kober, Der Bau der Erde. Berlin 1921, S. 48.

auf die Epirogenesen der älteren geologischen Perioden ist es aber anders. Hier sind uns die Dokumente der aufwärtigen Epirogenese kaum erhalten, denn von den morphologischen Formen der damaligen Festländer ist uns kaum etwas geblieben. Festlandsschwellen sind eben Denudationsgebiete, und mit fortschreitender Denudation verschwinden wieder die Spuren der vorangegangenen aufwärtigen Epirogenesen. Nur die allgemeine Vorstellung ist da, daß sich die Festlandsgebiete, um durch lange Zeiten das Material für die Auffüllung der Geosynklinalen liefern zu können, im Zustande des mehr oder weniger kontinuierlichen Aufsteigens befunden haben müssen. Aber um so sinnfälliger sind aus der älteren geologischen Vergangenheit die Dokumente der abwärtigen Epirogenese überliefert, nämlich die unserer Beobachtung heute zugänglich gewordenen mächtigen Schichtfolgen der damaligen sinkenden Räume.

Es ist zu verstehen, daß der Geograph und Morphologe, wenn er von Epirogenese spricht, im wesentlichen an die für seine Probleme bedeutsamen Vorgänge der jüngsten geologischen Zeit denkt. Aber wie wenig auch in geologischen Kreisen die Bedeutung dieser Bewegungen von grandiosem Ausmaße, wenn auch — gegenüber den orogenen — von grandioser Einfachheit, für die ältere geologische Vorzeit gewertet wird, mag man daraus ersehen, daß man oft in den geologischen Lehrbüchern bei Behandlung der „epirogenen Bewegungen“ nur Vorgänge der Quartärzeit erörtert findet.

Es ist bekannt, daß E. Suess (Antl. d. Erde, III, 2, S. 723) von epirogenen Vorgängen nicht viel wissen und sie höchstens als rein örtliche Vorkommen gelten lassen wollte; es bleibt schwer verständlich, wie der große Meister sich der Eindringlichkeit der Sprache hat verschließen können, die allein schon die mächtigen Sedimentmassen der Vorzeit hinsichtlich der ihre Entstehung begleitenden säkulären Bewegungen reden.

Diese säkulären Bewegungen stehen den eigentlichen gebirgsbildenden Vorgängen, so sehr vernachlässigt sie diesen gegenüber auch heute oft noch werden, nicht nach, wenn man den Betrag der erreichten Massenbewegungen zum Kriterium für die Bedeutsamkeit eines tektonischen Vorganges macht.

Orogenese und Epirogenese sind, wie gesagt, die beiden Unterformen der Tektonik, oder, wie Gilbert im Anschluß an J. W. Powell gesagt hat (s. oben), des „Diastrophismus“. Es würden viele Mißverständnisse und viele schiefe Darstellungen in der Literatur vermieden werden, wenn diese Sachlage klarer festgehalten und nicht immer wieder Tektonik (Orogenese + Epirogenese) und Gebirgsbildung (Orogenese) einander gleichgesetzt würden.

Es empfiehlt sich aber weiter, gleich der Orogenese und Epirogenese auch ihre Gebilde terminologisch scharf auseinanderzuhalten:

Die Orogenese schafft Antiklinalen und Synklinalen (Sättel und Mulden), die Epirogenese schafft Geantiklinalen und Geosynklinalen (Schwellen und Becken).

Ich veranschauliche dieses nochmal in folgendem Schema:

		Haupterscheinungsformen
Tektonik	Orogenese . .	Antiklinalen und Synklinalen (Sättel und Mulden)
	Epirogenese .	Geantiklinalen und Geosynklinalen (Schwellen und Becken)

Jene Aires d'Ennoyage und Aires de Surélévation, die durch eine Querfaltung gleichzeitig mit der Längsfaltung oder durch einen späteren orogenen Akt entstehen, sind als „Quermulden" oder „Quersättel" zu bezeichnen. Jene aber, die sich durch nachträgliche säkuläre Quersegmentation der Faltungszonen herausbilden, sind „Querbecken" und „Querschwellen".

Haug definiert nun die Begriffe Orogenese und Epirogenese anders wie oben geschehen. Er unterscheidet die tektonischen Bewegungen nach der Art der Räume, in denen sie sich abspielen, und zwar bezeichnet er die tektonischen Bewegungen in seinen „Geosynklinalen" als orogen, diejenigen in seinen „Aires Continentales" als epirogen. Damit gibt es für ihn auch keine Zeitunterscheidung hinsichtlich der orogenen und epirogenen Vorgänge, vielmehr treten sie gleichzeitig ein, nur in verschiedenen Räumen oder doch im gleichen Raume in verschiedenen Richtungen (parallel oder senkrecht zur Faltung)[1]. Das Einsinken der Geosynklinalen ist also für ihn ebenso gut ein orogener Akt, wie die Bildung der Gebirge durch Faltung, die durch das Einsinken der Geosynklinalen vorbereitet wird und die auch Haug im allgemeinen als ‚durchaus episodische Vorgänge ansieht. Ich habe an anderer Stelle (St. X, S. 180—185) ausgeführt, daß die Haugsche Definition von Orogenese und Epirogenese, die viel Nachfolgerschaft gefunden hat, abzulehnen ist, da sie eine ausreichend scharfe Trennung der Vorgänge nicht ermöglicht, da die ganze Basis der Unterscheidung unsicher ist, da sie augenscheinlich Gleichartiges auseinanderreißt und augenscheinlich Grundverschiedenes (z. B. säkuläres Einsinken von Geosynklinalen und episodische Faltungen in ihnen) zusammenwirft und da sie ferner nicht der Gilbertschen Urbedeutung der Begriffe entspricht, sondern z. T. zu ihr in Widerspruch steht.

---

[1]) Vgl. z. B. Traité S. 508. „Les zones de plissements . . . . peuvent présenter à la fois des mouvements orogéniques posthumes, parallèles à la direction des plis anciens, et des mouvements épirogéniques, sous la forme de surélévations transversales à cette direction.

B. Zwischenfälle zwischen Oro- und Epirogenesen

So scharf sich Orogenesen und Epirogenesen nach Erscheinungsformen und Zeitdauer im allgemeinen auch unterscheiden und so scharf wir sie auch unterscheiden müssen, um zu einem tieferen Verständnis des tektonischen Geschehens in den Einzelfällen des Entstehens der Gebirge und in der allgemeinen Behandlung tektonischer Fragen zu gelangen, so gibt es doch auch einen kleinen Kreis von Zwischenformen. Sie beeinträchtigen aber die allgemeine Unterscheidbarkeit von Orogenese und Epirogenese ebensowenig, wie etwa das Bestehen einer Dämmerung die Unterscheidbarkeit von Tag und Nacht.

Als „Synorogenesen“ („syn“ im Sinne von „gleichzeitig mit“) habe ich Bewegungen von epirogener Art bezeichnet, die sich gleichzeitig mit Orogenesen — also in den sog. orogenen Phasen und kurzfristig — ereignen (St. X, S. 205ff.). Es handelt sich dabei vor allem um verstärktes Aufsteigen geantiklinaler Gebiete, das z. B. durch große Regressionen zur Zeit, in der in anderen Erdgebieten sich die Orogenesen ereignen, kenntlich wird. Vielfach erfolgt das Aufsteigen bruchlos, immerhin können sich auch Verwerfungen einstellen, durch die dann ja schon ein echt orogenes Element in den Hebungsvorgang eingebracht wird.

Streng genommen müßte ja der Begriff „Orogenese“ noch angewandt werden, solange die Hebungsvorgänge sich unter Aufreißen von Brüchen, d. h. also noch unter Gefügeveränderung, vollziehen, während die Aufwölbung, die gleichzeitig damit an anderer Stelle bruchlos erfolgt, als epirogen zu klassifizieren wäre. Aber erstens stellen wir uns vor, daß die Verwerfungen immer unbedeutender werden; und dann sollte schließlich das Fehlen oder Vorhandensein eines kleinen Risses das Fundament für die Zuweisung zur Orogenese oder Epirogenese bilden? Zweitens besteht aber in vielen Fällen die große praktische Schwierigkeit oder gar Unmöglichkeit der sicheren Entscheidung, ob Risse da sind oder nicht.

Es gibt also Grenzfälle, in denen orogene und epirogene Vorgänge so ineinanderführen, daß eine Scheidung schwer möglich ist. Es handelt sich, wie ich wiederhole, speziell um die Formenreihe von einem „Blockgebirge“ in der Randzone eines Massivs über eine Randzone, in der Verwerfungen nur noch ganz untergeordnet erkennbar sind, bis zu bruchlosen, weitwelligen Bewegungen, die nach allem nur eine gewisse Verstärkung der Epirogenese der vorangegangenen Zeiten bedeuten. Es sind „kurzfristige“ Vorgänge in den orogenen Erdphasen, die uns als epirogen erscheinen, zum Teil es auch unter Zugrundelegung der vorgangsartlichen Definition (keine Verängerungen im tektonischen Ge-

füge des Untergrundes!) wirklich sind, zum Teil aber zur Blockgebirgsbildung, dem niedrigsten Typus der Orogenese, hinüberleiten (St. X, S. 207).

Ich gebe einige Beispiele solcher Synorogenesen, bei denen Veränderungen des Bodengefüges (Verwerfungen) anscheinend ganz unterblieben sind.

Im Baltikum liegt das devonische Old Red vom Onega-See bis zum Rigaer Meerbusen übergreifend auf immer jünger werdenden Gesteinen, und zwar nördlich des Onega-Sees auf kristallinem Grundgebirge, dann auf Kambrium, danach auf Untersilur und endlich zwischen Peipus-See und Rigaer Busen auf Obersilur. Hier hat eine flache Aufwölbung des Untergrundes die vordevonischen Schichten in von Westen nach Osten zunehmendem Maße der Abtragung vor Ablagerung des Old Red zugänglich gemacht. Diese Aufwölbung erfolgte augenscheinlich gleichzeitig mit einer Orogenese, nämlich der jungkaledonischen, und war also ein „kurzfristiges“ Ereignis. Es liegt somit eine „Synorogenese“ vor.

Am nördlichen Teutoburger Walde liegt das Cenoman konkordant über dem oberen Gault, unter dem dann, gleichfalls konkordant, die übrigen Abteilungen der Unterkreide folgen. Diese Sachlage bleibt südwärts bis Altenbeken (Egge-Gebirge) gewahrt. Weiter südlich verschwindet aber ein Schichtenglied der Unterkreide nach dem anderen und schließlich die ganze Unterkreide unter der von Altenbeken an transgredierend liegenden Oberkreide. Dieses Auskeilen der unterkretazischen Schichten nach Süden hängt mit einer Heraushebung des im Süden liegenden Gebietes zusammen, die die Unterkreide der Denudation zugänglich machte. Dieser seiner Art nach epirogene, weil, soweit erkennbar, ohne Dislokationen erfolgte Vorgang war aber ein „kurzfristiger“ und trat in einer notorischen Faltungszeit, nämlich zwischen Oberem Gault und Cenoman, ein.

Andere Vorgänge von epirogener Art ergeben sich in orogenen Phasen in vielen Geantiklinalgebieten aus weitgehenden Verlandungen, ohne daß bei diesen eigentliche orogene Erscheinungen eintreten, als Folge „plötzlichen“ und gesteigerten Aufsteigens des Festlandes. Ich verweise z. B. auf die weitgehenden und durch Diskontinuitäten sich ausdrückenden Verlandungen des nordamerikanischen Kontinents zur Zeit der bretonischen Gebirgsbildung zwischen Devon und Unterkarbon, der sudetischen Gebirgsbildung zwischen Unterkarbon und Oberkarbon.

„Synepirogenesen“ („syn“ auch hier im Sinne von „gleichzeitig mit“) sind Vorgänge von orogener Art, die sich in Materialien von ganz besonders hoher Dislokationsfähigkeit in anorogenen Zeiten, in denen sich in den „normalen“ Gesteinen ausschließlich Epirogenesen ereignen, abspielen (vergl. Dritter Hauptteil, Kap. II F.).

C. Tektonische Evolutionen und Revolutionen

Wir erkennen zwar eine ununterbrochene, aber keine gleichmäßig fortschreitende Entwicklung des Erdbildes.

Ich sprach früher einmal von den „Evolutionen“ und den „Revolutionen“ in der Erdrinde (St. V). Die Evolutionen (Epirogenesen) geschehen im Laufe langer geologischer Zeiträume mehr oder weniger ständig. Sie schaffen den „Rohbau“ des Bodens, indem sie gewisse Gebietsteile aufsteigen, andere sinken lassen und insbesondere auch die großen Erdwannen bilden und fortentwickeln. Das aber, was episodisch eintritt, was die Evolution unterbricht und wenigstens in den Geosynklinalen, wenn oft auch nur vorübergehend, eine völlige Umwälzung der Verhältnisse schafft, das ist tektonische Erdrevolution. In diesem Sinne fällt die Geosynklinalbildung unter die Evolutionen, die Gebirgsbildung unter die Revolutionen des Bodens.

Die Evolutionen bedingen nicht nur ganz allgemein die Lage der Faltungszonen und die örtlich wechselnde Stärke der Faltung, sondern auch die ganze Art und weitgehende Einzelheiten der Faltung sind vielfach durch den evolutionär entstandenen Rohbau des Bodens vorbereitet. In Betracht kommt hier die Lage der Faltungsstätten zu den Rahmen, die Art und Kontur der Rahmen, die Ausgestaltung der Übergangszonen zwischen Rahmen und Sedimentationsbecken, die „Tiefgründigkeit“ der Becken und überhaupt die Verhältnisse der „Faltbarkeit“ und anderes mehr. Somit bringt uns auch erst das Studium der Evolutionen (Epirogenese), d. h. dasjenige der bedingenden Verhältnisse, zu einem vertieften Verständnis der Erdrevolutionen (Orogenesen), d. h. der bedingten Vorgänge (St. X, S. 168).

D. Die sog. „Kontinuität“ der epirogenen Vorgänge

Mancherlei Anzeichen bringen zum Ausdruck, daß sich die epirogenen Auf- und Abwärtsbewegungen, mögen sie im großen Bilde auch als „kontinuierlich“ erscheinen, doch vielfach in kleine Einzelrucks auflösen, zwischen die sich Zeiten verschwächter Vertikalbewegung oder gar kleine Ruhezeiten oder gar Zwischenzeiten mit umgekehrtem Bewegungssinne einfügen. Nur mit dieser Einschränkung ist der Begriff der „Kontinuität“ der epirogenen Vorgänge zu verstehen. Entnehmen wir doch schon der Erscheinung der hochliegenden Terrassen der aufsteigenden Festlandsmassen, z. B. Fennoskandiens, daß zeitweilig, nämlich zu Zeiten der Ausbildung dieser Terrassen, die Aufwärtsbewegung ganz oder fast ganz unterblieben ist, während sie in den zwischenliegenden Zeiten mehr gleichmäßig vor sich ging.

Auch die Terrassen der Flußgebiete mögen in vielen Fällen mit Unterbrechungen im epirogenen Aufsteigen des Landes zusammenhängen; denn bei kontinuierlichem Aufsteigen haben wir kontinuierliche Einsägung des Flußnetzes, gewissermaßen im Widerspiel zum Aufsteigen des Untergrundes zu erwarten, während Pausen in der Hebung Gefällsverminderungen und damit Aufschüttung zur Folge haben.

Ebenso verraten sich häufig in den Geosynklinalen, und zwar insbesondere im faziellen Wechsel der Sedimentation, Änderungen oder gar Stillstände im Ablauf der epirogenen Vorgänge. So beschreibt W. Klüpfel[1]) aus dem Lothringer Jura Sedimentationszyklen, die mit den tektonischen (epirogenen) Bewegungen des Untergrundes eng zusammenhängen; ein Einzelzyklus beginnt dort mit Tonen, die an der Basis häufig Gerölle enthalten, führt dann Mergel und schließt mit einer Kalkbank ab, die an ihrer Oberfläche vielfach Spuren der Emersion verrät. Anzeichen für ruckweise epirogene Bewegungen hat K. Hummel[2]) in den Sedimenten des südlichen Ardennenvorlandes, so im Wechsel von Kalk- und Sandbänken im unteren Lias zwischen Sedan und Charleville, erkannt. In der Alpengeosynklinale hat P. Arbenz[3]) Sedimentationszyklen auf allgemeine epirogene Bewegungen zurückgeführt. E. Kraus[4]) glaubt im Allgäu innerhalb der über 6 km mächtigen klastischen Erfüllung des Molassetroges periodische ruckartige Senkungen, wechselnd mit Pausen relativer Ruhe, in der vielfachen Wiederholung der Gesteinsfolge Nagelfluh-(Sandstein)-Mergel abgebildet zu sehen. Allein in der 600 m mächtigen grauen Nagelfluhserie des Allgäus zählte er 38 derartige Sedimentations- und Bewegungszyklen. Ein anderes Beispiel zyklischer Sedimentation ergibt sich nach Born[5]) in der subvariszischen Geosynklinale der oberkarbonischen Zeit insbesondere aus der vielfachen Wiederholung der Kohlebildung. „Befindet sich der Untergrund in Ruhe, so sind der Mächtigkeit des Moores nach Erreichen des Hochmoortypus Grenzen gesetzt, und es kommt zu keiner Überlagerung durch anderes Material. Sinkt das Gebiet langsam und gleichmäßig, so bleibt unter stetigem

[1]) W. Klüpfel, Zur Kenntnis des Lothringer Bathoniens. Geol. Rdsch. 1916. Bd. 7, S. 1 ff.

Derselbe, Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Ebenda. S. 95 ff.

[2]) K. Hummel, Meeresbewegungen und tektonische Erscheinungen im südlichen Ardennenvorland. Geol. Rdsch. Bd. 11, 1920, S. 18.

[3]) P. Arbenz, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildnng in den Alpen. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, LXIV (Heim-Festschrift) 1919, S. 246 ff.

[4]) E. Kraus, Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des Bayrischen Allgäu, Abhdl. Naturf. Ges. Danzig, 1923.

[5]) A. Born, Jnngpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas, a. a. O., S. 555.

Derselbe, Isostasie und Schweremessung, ihre Bedeutung für geolog. Vorgänge Berlin 1923, S. 134.

Anwachsen der Mächtigkeit der betreffende Moortyp erhalten. Steigert sich dagegen die Geschwindigkeit des Sinkens, so ist die Moorbildung nur solange gewährleistet, wie die Pflanzendecke mit der Senkung Schritt halten kann. Im anderen Falle muß es zu einem Abschluß der Moorbildung kommen, zur Entstehung eines von Wasser bedeckten Tiefgebietes und zu dessen Ausfüllung mit grobem Material, da durch die gesteigerte Senkung das Erosionsgefälle neu belebt wurde". Mit diesen Ausführungen von Born deckt sich die Feststellung von C. Schmidt[1]), daß in der Magerkohlenpartie Westfalens die marinen Lagen sich gerade über den Flözen einstellen. Der vorübergehend etwas stärkere Senkungsvorgang, der im Sinne von A. Born die Moorbildung zum Erliegen brachte, gestattete also dem im Osten stehenden Meere die vorübergehende Ingression in die subvariszische Rinne der oberkarbonischen Zeit.

Wenn wir im vorstehenden im zyklischen Wechsel in den Sedimentationsverhältnissen das Abbild eines zyklischen Wechsels in der Intensität und vielleicht auch im Auf und Ab der epirogenen Vorgänge erblicken, so wollen wir doch nicht übersehen, daß auch ganz andersartige Verhältnisse zyklischen Wechsel in der Sedimentation bedingen können.

E. Auf- und abwärtige Epirogenesen als korrespondierende Erscheinungen. Der Begriff Undation

Die epirogenen Auf- und Abwärtsbewegungen sind schon lange als korrespondierende Erscheinungen erkannt worden, so schon von Dana, indem er die Hebung der Antiklinalen als „counterpart" der Senkungen der Geosynklinalen bezeichnete. Neuerdings spricht man in der Literatur vielfach von „Großfaltungen", und schon Sueß[2]) hatte von „Erdfalten großer Amplituden" in bezug auf die Bewegung Skandinaviens gesprochen, als er noch nicht die säkulären Bewegungen, insbesondere die Aufwärtsbewegungen des Festen, ablehnte. In der Mehrzahl der Fälle schweben den Autoren bei der „Großfaltung" ganz offenbar Vorgänge vor, die als weitspannig und säkulär zu den epirogenen zu stellen sind, und man täte m. E. gut, nur für solche die Bezeichnung Großfaltung anzuwenden. Dann sagt Großfaltung nichts anders, als die von mir im Gegensatz zu der orogenen kleinwelligen Sattel- und Muldenbildung, der „Undulation", für die epirogenen weitspannigen Aufbiegungen und Einwölbungen 1913 gebrauchte Bezeichnung „Undation" (St. V, S. 24).

---

[1]) C. Schmidt, Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren produktiven Karbon des Gebietes von Witten (Westfalen). Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1923, Bd. XLIV, S. 343 ff.

[2]) E. Sueß, Entstehung der Alpen. Wien 1875, vgl. auch Antlitz d. Erde II, S. 28.

Eine solche Korrespondenz der epirogenen Hebungen und Senkungen kommt z. B. im Aufsteigen Fennoskandiens und im Sinken Norddeutschlands in quartärer Zeit zum Ausdruck. Und wenn in Norddeutschland trotz des Sinkens das Meer nicht flutet, so liegt das in der Hauptsache daran, daß in der Eiszeit hier die Sedimente vom Eise und dessen Schmelzwässern so mächtig aufgeschüttet sind, daß der bisherige Betrag der Absenkung noch nicht genügt hat, um alles wieder unter Wasser zu bringen. Man denke sich aber die Sedimente der Eiszeit fort, und ein gewaltiges Vorgreifen der Nord- und Ostsee nach Süden, z. B. über Berlin hinaus bis Kottbus[1]), würde sich ergeben. Vor der Eiszeit war hier Festland; aber in und seit jener Zeit sind die erheblichen Senkungen eingetreten, die in der Lage der Unterkante des Diluviums tief unter dem heutigen Meeresspiegel zum Ausdruck kommen.

F. Einige zahlenmäßige Werte über das Ausmaß jetztzeitlicher Epirogenesen

Den Fortgang der epirogenen Vorgänge der Vorzeit bilden die heutigen „kontinentalen“ Bewegungen, wie solche z. B. in Fennoskandien seit den Zeiten von Celsius und Linné dauernd verfolgt werden. Bei Stockholm (59° nördlicher Breite) ist in 100 Jahren eine Hebung um ½ m, bei Råtan (64° nördlicher Breite) eine solche um 1¼ m festgestellt worden; also bei Stockholm erfolgt die jährliche Hebung etwa um ½ cm, bei Råtan etwa um 1¼ cm. Im übrigen sei auf die genauere Darstellung des mittleren jährlichen Aufsteigens der baltischen Küsten durch Witting[2]) verwiesen.

Zahlenmäßiges Material über junge Senkungsbeträge haben wir aus der Auswertung der Ergebnisse der bayrischen Feinnivellements im Bereiche der Münchener Hochfläche durch M. Schmidt[3]) erhalten. Auf jenem Boden einer Geosynklinale der Tertiärzeit sind in 20 Jahren Senkungen von 1—6 cm Ausmaß eingetreten; das würde im Jahrhundert 5—30 cm ausmachen. Auch hier ist die Einsenkung eine muldenförmige, und dabei verschmälert sich der Raum etwas. So sind München und der Alpenrand in rund 50 Jahren um 12 cm einander nähergekommen. Dagegen, daß die erkannten Lageveränderungen der Fixpunkte der Vermessung innerhalb der Fehlergrenzen fallen, spricht auch schon für den-

---

[1]) Vgl. die Darstellung der „diluvialen Depression“ Norddeutschlands bei v. Linstow, Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 87, 1922, S. 115.

[2]) Witting, Fennia, Helsingfors 1918. Das Wittingsche Bild ist wiedergegeben durch A. G. Högbom in Salomons Grundzügen der Geologie, S. 182.

[3]) M. Schmidt, Erdkrustenbewegungen im oberbayrischen Alpenvorland. Ergänzungsmessungen z. bayr. Präzisionsnivellement, Heft 2, Nr. 6. Veröff. bayr. Komm. f. d. Intern. Erdmessung. München 1919.

jenigen, der Laie in der Frage der Zuverlässigkeit solcher Feinnivellements ist, daß sich die Ergebnisse zu einem in sich geschlossenen Bilde eines ausgedehnten muldenartigen Senkungsvorganges zusammenfügen. M. Schmidt hat auch eine junge Westbewegung innerhalb des Beobachtungsgebietes erkannt, die in der Beobachtungszeit von 20 Jahren 18 mm im Westen beträgt und sich nach Osten verschwächt. E. Kayser deutete sie als Ausweichserscheinung des in dem Winkel zwischen Alpen und Böhmischer Masse einer Pressung unterliegenden Bodens.

Weit größer als im bayrischen Alpenvorlande sind die Beträge der jugendlichen Senkung des außeralpinen Frankreichs, die M. Schmidt[1]) aus dem Vergleiche des Feinnivellements der Jahre 1884—93 mit demjenigen der Jahre 1857—64 ermittelt hat. Die Absenkungen betrugen in dem Zeitraum von durchschnittlich 30 Jahren, der zwischen den beiden Feinnivellements gelegen hat, von wenigen Zentimetern im äußersten Süden bis zu 100 cm im äußersten Norden, also im großen Durchschnitte etwa 50 cm. Daraus ergibt sich ein Absenkungsbetrag pro Jahrhundert von durchschnittlich 1,6 und maximal 3,3 m.

Die deutsche Nordseeküste hat sich nach W. Wolff im letzten Jahrhundert um etwa 20 cm gesenkt, Land Hadeln (Elbe-Mündung) und Helgoland in viertausend Jahren um etwa 2 m, also um durchschnittlich nur 5 cm pro Jahrhundert[2]).

Ich glaube, daß die in den genannten Fällen gewonnenen zahlenmäßigen Werte der Vertikalbewegung von wenige cm bis 6 m im Jahrhundert wohl in den Kreis unserer Vorstellungen über die säkulären Hebungen und Senkungen der Vorzeit passen, und daß die säkulären Bewegungen der Jetztzeit also nicht nur der Art nach (Ungleichmäßigkeit des Vorganges, die auf Aufwölbung und Einwölbung hinweist), sondern vielleicht auch hinsichtlich der Größenordnung ein Abbild der Vorgänge geben können, die in der Vorzeit Geosynklinalen und Geantiklinalen geschaffen haben und für uns insbesondere in den fossilen Schichtfolgen zum Ausdruck kommen.

Hinsichtlich der epirogenen Vorgänge bewährt sich also das „aktualistische“ Prinzip, die Verhältnisse der Vorzeit durch vergleichende Betrachtung der Verhältnisse der Gegenwart zu deuten. Daß es hinsichtlich der orogenen Geschehnisse der Vorzeit versagt und daß in bezug auf diese die alte Katastrophentheorie wieder zu einem gewissen Rechte kommen muß (St. XIII, S. 11), liegt eben daran, daß wir in einer anorogenen (epirogenen) Zeit leben.

---

[1]) M. Schmidt, Sitzungsber. Bayr. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl., 1922.

[2]) W. Wolff, Ergebnisse einer Bereisung der deutschen Nordseeküste zur Prüfung der Senkungsfrage. Zeitschr. prakt. Geol. 1923, S. 113—118.

G. Epirogenesen im Anschluß an Orogenesen

1. Allgemeines

Mit Orogenesen nicht zu verwechseln sind Erscheinungen von epirogener Art, die sich in orogenen Zonen und oft im Anschluß an Orogenesen vollziehen. Gerade in dieser Hinsicht kommen in der Literatur immer wieder Verstöße vor, denen man leicht entgeht, wenn man eben auf die Definition des Begriffes Epirogenese zurückgeht, d. h. die langandauernden und ohne Zerrüttung des Bodengefüges sich ereignenden tektonischen Bewegungen, ganz unbekümmert darum, unter welchen Sonderverhältnissen sie vor sich gehen, als epirogen anspricht. Es wäre auch verfehlt, diese Epirogenesen, die sich im Anschluß an Orogenesen vollziehen, etwa als Fortgang der Orogenesen zu bezeichnen, vielmehr handelt es sich um ganz andersartige Vorgänge. Man muß dabei von ihnen Erscheinungen von orogener Art abtrennen, die etwa schon vorher in dem in Betracht kommenden Gebiete eingetreten waren oder die nachträglich oder vielleicht auch in einer orogenen Zwischenphase, die die Epirogenese unterbrochen hat, hinzugekommen sind.

Ich verweise auf den Rheintalgraben. Er erscheint zwar auf den ersten Blick als orogenes Gebilde, denn er ist von Verwerfungen umzogen und durchsetzt, und auch Faltungen oder wenigstens Bruchfaltungen sind in seinem Untergrunde z. B. nach der Darstellung, die Wagner[1]) aus dem Oberelsaß gegeben hat, vorhanden. Aber im Gesamtbilde der Entstehung des Oberrheintalgrabens sind diese orogenen Erscheinungen doch Nebendinge, und zwar nachträgliche Zutaten. Vielmehr ist das Oberrheintal in der Hauptsache eine Senkungszone von geosynklinaler Art, die sich im späteren Eozän allmählich eingeleitet und ihre stärkste Abwärtsbewegung im Oligozän erfahren hat, wovon z. B. das über 2000 m mächtige Oligozän des Wittelsheimer Beckens (Wagner, a. a. O.) Zeugnis gibt. Der Oberrheintalgraben ist also im wesentlichen ein epirogenes Gebilde, — wenn vielleicht auch, und darauf kommt es jetzt an —, ein solches auf orogener Anlage. Denn die Sonderstellung gegenüber Schwarzwald und Vogesen, auf Grund deren das Oberrheintal in der Folgezeit zum säkulär sinkenden Becken gegenüber den angrenzenden säkulär aufsteigenden Schwellen wurde, ist ihm vielleicht durch einen vortertiären oder doch durch einen voreozänen orogenen Vorgang, vielleicht im Sinne der Elie de Beaumontschen Auffassung des Einbruches in einer Sattelfirst, gegeben, — ganz

[1]) W. Wagner, Neuere Ergebnisse über Gliederung und Lagerung der Tertiärs im Kalisalzgebiete des Oberelsaß. Mitt. Philomat. Ges. Els.-Lothr. 20. Jahrg. 1912, S. 743 ff., insbes. Taf. 1.

abgesehen davon, daß auch schon viel ältere Anlagen erkennbar sein mögen. Aber das, was vorher und was nachher war, ändert nichts an der Deutung des Rheintalgrabens als eines in erster Linie epirogenen Beckens. Er ist insgesamt ein Beispiel eines „Beckengrabens" (St. VII, S. 136 ff.), d. h. eines Beckens von geosynklinalem Charakter, das die durch den Begriff des Grabens geforderte Umrandung durch Brüche erst nachträglich in einer orogenen Phase erhalten hat.

So ist auch der dem Rheintalgraben in vielerlei Hinsicht vergleichbare Magdalenasgraben[1]), der die kolumbianische Ostkordillere von der Zentralkordillere trennt, ein langgestreckter Beckengraben, d. h. also ein säkulär gesunkenes Becken, das in der Zeit des Einsinkens das mächtige System der tertiären Honda-Schichten in sich aufgenommen und sich erst nach der Ablagerung der Honda-Schichten mit Verwerfungen umzogen hat, so daß aus dem „Becken" der „Graben" wurde. Hier war Lage und Erstreckung des Beckens durch einen „vortertiären" orogenen Vorgang vorgezeichnet, aber das ändert nichts an dem epirogenen Charakter der nachfolgenden Beckeneinsenkungen.

Daß Orogenesen Epirogenesen, und oft solche von ganz neuer Art, einleiten, hängt offenbar damit zusammen, daß die Orogenesen weitgehende Veränderungen im Gefüge des Bodens, in der Verteilung stabilerer und mobilerer Einheiten und wohl auch in den Schwereverhältnissen herbeiführen. So sind die Becken der Tertiärzeit innerhalb der jungen Faltengebirge, die als säkulär sinkend zu den epirogenen Gebilden zu stellen sind, vielfach ganz augenscheinlich durch die vorangegangene Orogenese bedingt oder mitbedingt, und das gleiche scheint für viele der jungkarbonisch-dyadischen Sonderbecken des variszischen Gebirges zu gelten. Dafür spricht, daß solche Becken sich vielfach im Streichen des Untergrundes erstrecken, und zwar augenscheinlich deswegen, weil die Massengruppierungen, mit denen die neuen Epirogenesen letzten Endes zusammenhängen müssen, bei der vorangegangenen Faltung im wesentlichen im Streichen erfolgt waren. Man verwechsele aber auch in diesem Falle die Bedingtheit durch vorangegangene orogene Vorgänge nicht mit der artlichen Zugehörigkeit zu diesen.

2. En bloc-Bewegungen der Gebirge als Sonderfall der Epirogenese

Zu den epirogenen Vorgängen gehören nach den oben gegebenen Definitionen die En bloc-Bewegungen, von denen die Gebirge nach ihrer Faltung oder auch zwischen den Phasen der Faltung ergriffen werden können und die z. T. abwärts, z. T. auch aufwärts vor

[1]) H. Stille, Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. v. Koenen-Festschr. 1907, S. 277 ff.

sich gehen. Solche En-bloc-Aufwärtsbewegungen bedingen in manchen Fällen erst die heutige Erscheinungsform als Gebirge nach vorangegangenen Perioden weitgehender Einebnung der Falten. Sie finden sich häufig, wie z. B. in den Apenninen, in der hohen und dabei noch fast flachen Lage jungtertiärer und quartärer Meeresbildungen angezeigt. Mit ihnen im Zusammenhange steht die Erscheinung der „Antezedenz“ der Flußtäler (St. VIII, S. 7), d. h. die Sachlage, daß der Fluß älter ist als das Gebirge, das er durchschnitten hat, und zwar in dem Maße, wie es sich aufwölbte, „etwa wie die Säge den bewegten Balken durchschneidet“. Solche Verhältnisse sind zuerst von Medlicott im Himalaya und unabhängig davon von Hayden und Powell in den Rocky Mountains und von E. Tietze im Alburs und in den Karpathen angenommen und später von E. Suess aus Mittelasien (Antlitz der Erde III, 2, S. 583) beschrieben worden, und ein weiteres Beispiel glaubt Tornquist[1]) in der Erscheinung der Klusen des Schweizer Juras zu erblicken. Hier handelt es sich zwar um Vorgänge, die — morphologisch gesprochen — Gebirge bilden; aber sie sind nicht gebirgsbildend im Sinne von „orogen“, denn sie betreffen ja die Gebirgsstreifen in ihrer Gesamtheit und ändern nicht deren tektonische Innenstruktur; sie sind somit vergleichbar jenen weitspannigen Verbiegungen, die zur Aufwölbung der Landschwellen führen, und sie sind gleich jenen säkulärer Art. Solche langandauernden En bloc-Heraushebungen ermöglichen die Dauerzufuhr von Material aus dem aufsteigenden Gebirge zu den vorgelagerten Ebenen und Vortiefen; aber man muß sich hüten, hieraus auf die Dauer der „Gebirgsbildung“ (Orogenese) schließen zu wollen, denn es liegt ja Epirogenese vor. Auch sonst kann Epirogenese zu den morphologischen Formen der Gebirge führen, z. B. dadurch, daß Festlandschwellen hochbewegt und zu Gebirgsländern durch erosive Vorgänge umgestaltet werden. Ein Beispiel dessen gibt uns das skandinavische Hochgebirge. Es ist nicht das Ergebnis jener episodischen Revolutionen der Erdgeschichte, die z. B. die Alpen geschaffen haben, sondern es verdankt seine Existenz der im Rahmen der Evolution des Bodens sich vollziehenden säkulären Aufwölbung einer großen Kuppel, der die modellierenden Kräfte der Denudation ihren heutigen Formenschatz gegeben haben. Es ist, wenn ich bei dem oben gebrauchten Bilde verbleiben darf, ein Evolutionsgebirge gegenüber solchen Gebirgen, die durch eigentliche Faltung entstehen. Was an Faltungserscheinungen in Skandinavien nachweisbar ist, geht zurück auf die alten kaledonischen Faltungen und auf noch ältere tektonische Vorgänge uud hat nichts zu tun mit der Existenz des heutigen skandinavischen Hochgebirges (St. V, S. 29).

[1]) A. Tornquist, Allgemeine Geologie, Leipzig, 1916, S. 540.

3. Vortiefenbildung als Sonderfall der Epirogenese

In den Kreis der epirogenen Vorgänge gehört auch, was vielfach verkannt worden ist, das Einsinken der Vortiefen, mit denen sich die Gebirge nach ihrer Auffaltung im Vorlande, — d. h. auf der dem „Rahmen“ zugekehrten Seite, nach der die Faltung gerichtet ist —, umziehen. Indem sich dann die Faltung wiederholen kann und dabei auch die Vortiefe ergreift, kann die Vortiefenbildung auch zwischen Faltungsphasen liegen und sie kann auch nach der jungen Faltung nochmals einsetzen. Immerhin muß man hier scharf zwischen dem langsamen Akte des Einsinkens und dem vorher oder zwischendurch oder nachher eingetretenen Akte der Faltung unterscheiden und darf nicht, indem man diese Dinge durcheinanderwirft und Faltungen usw. während des Einsinkens annimmt, das Einsinken als orogen ansprechen. Auch der Umstand, daß die Vortiefe als solche durch die vorangegangenen Orogenesen weitgehendst bedingt ist, ja daß sogar ihre Fortbildung durch Verhältnisse gewährleistet sein könnte, die eine unmittelbare Folge der vorangegangenen Orogenese sind (s. später), ändert nichts an der klaren Sachlage, daß sie selbst unter säkulärer Einsenkung und ohne Veränderung des Bodengefüges sich ausbildet, also ein epirogenes Gebilde ist. Man muß sich überhaupt davor hüten, Orogenesen und Epirogenesen von vornherein nach kausalen Verhältnissen trennen zu wollen. Das Entscheidende liegt allein in der Vorgangsart (Veränderungen oder Intaktheit des tektonischen Gefüges) und in der Zeitdauer (säkulär oder episodisch).

H. Spezialundationen

1. Kleinwellige Undationen

Es ist nachdrücklich davon die Rede gewesen, daß es sich bei den Epirogenesen nicht um das einfache Auf und Ab größerer Blöcke handelt, sondern, wie sich namentlich aus der Ungleichheit der vertikalen Verschiebungsbeträge ergibt, um Auf- und Abwärtsbewegungen unter Verbiegung, also im wesentlichen um Aufwölbungen und Einwölbungen. Im allgemeinen betreffen solche Epirogenesen recht große Einheiten, unter Umständen sogar ganze Kontinente oder ganze Ozeane, mehr oder weniger gleichsinnig. Dann sind die Epirogenesen „weitspannig“ im weitesten Sinne des Wortes. Ihnen gegenüber treten schon jene Vorgänge, die im Gebiete des Lake Bonneville Gilbert zum Begriffe der Epirogenese geführt haben, hinsichtlich ihrer Undationsweite recht zurück. Aber wir kennen noch viel engspannigere Bewegungen, die mit den weitspannigen Epirogenesen

1. das Intaktbleiben des tektonischen Gefüges,
2. die säkuläre Fortdauer

gemeinsam haben; immerhin sind auch sie noch „weitspannig“, verglichen etwa mit den tektonischen Gebilden, die durch Faltung entstehen. Dazu sind alle Zwischengrößen zwischen den recht weitspannigen und den weniger weitspannigen Gebilden da.

Selbstverständlich sind auch diese etwas weniger weitspannigen Gebilde zu den epirogenen zu stellen, denn sie charakterisieren sich ja durch Art und Dauer ihres Bildungsvorganges durchaus als solche.

Es entspräche auch einer wenig vertieften Auffassung der Dinge, wenn man die engerspannigen Epirogenesen etwa als „Zwischenformen“ zwischen Orogenese und Epirogenese gelten lassen wollte; sind sie doch grundsätzlich von der Orogenese hinsichtlich der entscheidenden Kriterien verschieden, und nur in gewissen Verhältnissen, die quantitativer und keineswegs grundsätzlicher Art sind, könnte einmal eine äußerliche Annäherung eintreten. So mag es schließlich einmal vorkommen, daß Falten, die sicher in den Kreis der Orogenese gehören, an Weite nicht zurückstehen hinter örtlich einmal kleineren Wellen der Undation. Wo liegt dann der Unterschied? In sehr vielen Fällen werden die Wellen der Orogenese noch typisch orogene Nebenerscheinungen zeigen (Spezialfältelungen oder sonstige Dislokationen), die bei der Epirogenese nicht vorhanden sind; aber daß solche fehlen und die ungewöhnlich großwellige orogene Mulde dem ungewöhnlich kleinwelligen epirogenen Becken äußerlich ganz gleicht, ist wenigstens theoretisch vorstellbar. Alsdann liegt das Fundamentum divisionis letzten Endes in den Zeitverhältnissen und insbesondere der Zeitdauer des Entstehungsvorganges. Handelt es sich um Gebilde säkulärer Entstehung, so sind sie als epirogen zu klassifizieren, trotz der örtlich einmal etwas kleineren Weite. Sind sie episodischer Entstehung gleich den Falten, Überschiebungen usw., so sind sie zur Orogenese zu stellen. In der praktischen Handhabung dieses zunächst theoretischen Kriteriums kommt es auf die Vorgeschichte des Gebildes an. Fällt die „Mulde“ annähernd mit einem ehemaligen Becken oder fällt der „Sattel“ annähernd mit einer ehemaligen Schwelle zusammen, so handelt es sich um epirogene Gebilde; sind aber die Sättel und Mulden nur kleine Teile eines ausgedehnteren Schichtsystems mit einigermaßen übereinstimmender Vorgeschichte, nur kleine Teile ehemaliger größerer Becken, so handelt es sich um orogene Falten (St X, S. 199).

Hier haben wir also wieder ein Beispiel dafür, daß die Paläogeographie der Tektonik zu Hilfe kommen muß.

2. Die Mittelschwellen der Geosynklinalen

Kleinwellige Undationen kommen vielfach dadurch zustande, daß die epirogene Verbiegung sich differenziert, indem z. B. innerhalb größerer aufsteigender Zonen sich bestimmte Unterzonen einbiegen, oder indem innerhalb großer sinkender Zonen sich bestimmte Unterzonen aufwölben. In den Kreis dieser Erscheinungen gehören z. B. die Mittelschwellen der Geosynklinalen, die sich im Laufe der Geschichte einer Geosynklinale einstellen können und dann allmählich fortbilden. Haug hat sie wohl als erster erkannt und gedeutet, und zwar zunächst auf Grund seiner Untersuchungen über die faziellen Verhältnisse der Juraablagerungen in den französischen Westalpen im Gebiete zwischen Gap und Digne[1]. Wenn er nun diese hier von mir zur Epirogenese gestellten Mittelschwellen als orogen bezeichnet, so liegt das natürlich nicht an einer abweichenden Auffassung über ihre Entstehung, sondern allein an der andersartigen Definition der Begriffe (vgl. S. 15). Durch solche Mittelschwellen wird die ursprünglich einheitliche Geosynklinale in zwei Sondergeosynklinalen zerlegt, und Haug zeigt nun, wie dieses in den Sedimentationsverhältnissen zum Ausdruck kommen kann.

Nach Haug (Traité, S. 164/165) ist in der heutigen Morphologie der Mittelrücken zwischen den beiden Sundagräben südlich von Java eine echte Mittelschwelle, und auch der Mittelrücken im Boden des Atlantischen Ozeans wird als solche angesprochen.

Die Ausbildung von Mittelschwellen in den Senken des Sierrengebietes Nordwestargentiniens und die Widerspiegelung solcher Ereignisse in der Sedimentation hat in schöner Weise W. Penck geschildert (vgl. Kap. 4).

3. General- und Spezialundationen

In dem soeben betrachteten Falle der Mittelschwelle steht der abwärtigen Generalundation der Geosynklinale die aufwärtige Spezialundation der Mittelschwelle gegenüber. Überhaupt erweisen sich die kleinwelligen Epirogenesen sehr häufig als Spezialundationen (Sonderundationen) innerhalb größerer Einheiten, die als Ganzes eine Generalundation (Allgemeinundation), mag sie aufwärtig oder abwärtig gerichtet sein, ausführen. Von solchen Vorgängen und insbesondere ihrer Erkennbarkeit unter Benutzung der Meeresbewegungen wird weiterhin noch eingehend die Rede sein (vgl. Dritter Hauptteil, Kap. II B).

---

[1] E. Haug, Les Chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. Serv. Carte géol. Fr. III, No. 21, 1891. Vgl. auch E. Haug, Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires. C. R. Acad. Sc., 14 juin 1909. — Ders., Traité de géologie, S. 164 ff.

Unter die Spezialundationen innerhalb größerer epirogener Einheiten entfallen auch die Verbiegungen innerhalb der jungen Gebirge, so das von A. Penck in den Alpen festgestellte Auf- und Abwogen der „Gipfelflur", d. h. einer alten Einebnungsfläche, so die Talverbiegungen innerhalb des Alpenkörpers, die neuerdings O. Ampferer erkannt zu haben glaubt. „Die Tektonik spielt im Quartär eine sehr bedeutende Rolle, wenn es sich auch nicht so sehr um Faltungen, Schiebungen und Verwerfungen, als vielmehr um Verbiegungen handelt." „Quartäre Einbiegungen, wie jene der lombardischen Ebene, sind auch im Innern der Alpen in verschiedenen Flußgebieten in derselben und sogar noch größeren Tiefe vorhanden." „Diese Hypothese zeigt uns das Alpengebiet bis in die neueste Zeit herein . . . von einer inneren Bewegtheit und Beweglichkeit durchdrungen, die man früher nicht anzunehmen wagte[1])."

Spezialundationen, die heute noch fortgehen, ergeben sich aus den Seite 22 erwähnten französischen Feinnivellements. Es wurde gesagt, daß die jugendliche Einsenkung Frankreichs im großen und ganzen von Süden nach Norden zunimmt. Aber im einzelnen liegen Ungleichmäßigkeiten derart vor, daß sich Hochgebiete (Schwellen) mit etwas geringerer Absenkung und Tiefgebiete (Mulden) mit etwas stärkerer Absenkung, insgesamt also Spezialundationen innerhalb eines großen Gebietes mit abwärtiger Generalundation, zu erkennen geben. E. Kayser[2]) und in jüngster Zeit J. L. Wilser[3]) haben diese jugendlichen Vorgänge mit den tektonischen Bewegungen der geologischen Vorzeit in Vergleich gebracht. „Im ganzen überblickt, hat das heutige Bild des Niedergehens des französischen Festlandes weniger Gemeinsames mit den älteren orogenetischen Zügen, als vielmehr mit den epirogenetischen, die im Meso- und Känozoikum Land- und Meeresverteilung, Hoch und Tief bestimmt haben" (Wilser a. a. O., S. 498). Insbesondere kommt die uralte epirogene Absenkungszone entlang der Sâone und Rhône auch in den jungen Bewegungen zum deutlichen Ausdruck.

In den Kreis der Spezialundationen fällt nun auch, was v. Bubnoff in einer zu allgemein-tektonischen Fragen recht schätzenswertes Material bringenden Studie[4]) als „Synorogenesen" bezeichnet. Ich hatte ja unter Synorogenesen (vgl. S. 16) Bewegungen der Erdkruste von epirogener

---

[1]) O. Ampferer, Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jahrb. Geol. Staatsanst. 1921, Bd. LXXI, S. 71 ff.

[2]) E. Kayser, Lehrb. d. Allg. Geologie. V. Aufl. 1918, S. 951—953. — Ders., Merkwürdige Senkungen des Bodens von Frankreich. Sitzungsber. Bayr. Akad. d. Wiss. Mathem.-phys. Kl. 1922, S. 51.

[3]) J. L. Wilser, Neuzeitliche Erdkrustenbewegungen in Frankreich. Zentralbl. f. Mineral. etc. 1924, S. 486 ff.

[4]) S. v. Bubnoff, Die Gliederung der Erdrinde. Fortschr. d. Geol. u. Paläont., herausgeg. von W. Soergel, Heft 3, Berlin 1923.

Art in orogenen Zeiten — insbesondere Hebungen, die sich außerhalb der Zonen der Orogenese, aber gleichzeitig mit dieser vollziehen — verstanden, und v. Bubnoff glaubt nun, im Sinne der von mir gewählten Bezeichnungsweise zu bleiben, wenn er überhaupt „Zwischenglieder“ zwischen Oro- und Epirogenese als „Synorogenesen“ bezeichnet. Es handelt sich dabei (a. a. O. S. 20) um „sehr weitspannige, nur aus den Sedimentationsverhältnissen deutlich zu rekonstruierende“ Vorgänge, und zwar (a. a. O. S. 32) innerhalb großer epirogener Einheiten. Schon diese v. Bubnoffsche Definition zeigt die Zugehörigkeit seiner „Synorogenesen“ zu den Spezialundationen, und ebenso ergibt sich dieses aus dem von ihm gegebenen Beispiele (Großfaltensystem des Oberrheingebietes; liassische Anlage des Kraichgaues; flache, weitspannige, dabei im Laufe der Zeit sich verlagernde Wellenbewegungen im jüngeren Paläozoikum der russischen Tafel; Wellen der „embryonalen Faltung“ der Alpengeosynklinale im Sinne Argands; festländische Geosynklinalen der Rotliegendzeit). Alles das sind aber nicht „Zwischenglieder“ zwischen Oro- und Epirogenese, sondern reine Epirogenesen im Sinne der von mir gegebenen Definition, die auch v. Bubnoff zugrunde legt; denn erfüllt werden ja in allen diesen Fällen die Grundforderungen des Begriffes Epirogenese, nämlich die säkuläre Zeitdauer, das Intaktbleiben des Bodengefüges und schließlich auch die Großwelligkeit, verglichen mit den Erscheinungen der Faltung. Und umgekehrt sind nicht erfüllt die Grundforderungen der Orogenese, nämlich Kurzfristigkeit des Vorganges und Eintreten von Veränderungen des Bodengefüges. Demgegenüber ist aber die „Synorogenese“ in dem von mir gebrauchten Sinne tatsächlich eine Zwischenform, indem sie mit der Orogenese die Kurzfristigkeit, mit der Epirogenese das Intaktbleiben des tektonischen Gefüges gemeinsam hat.

Die orogenen Mulden (Synklinalen) entstehen samt den orogenen Sätteln (Antiklinalen) unter Aufwärtsbewegung, bezogen auf den ozeanischen Spiegel, die epirogenen Becken (Geosynklinalen) im allgemeinen unter Abwärtsbewegung gegenüber diesem, während die epirogenen Schwellen (Geantiklinalen) im allgemeinen ihm gegenüber aufsteigen. In gewissen Fällen von „Spezialundationen“, nämlich bei geringerem Betrage der abwärtigen Spezialundation gegenüber dem Ausmaße der Allgemeinundation der größeren Einheit, kann sich aber auch ein epirogenes Becken (Geosynklinale) unter Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel fortentwickeln, — wie Geantiklinalen im Falle einer geringeren aufwärtigen Spezialundation gegenüber der abwärtigen Allgemeinundation der größeren Einheit sich unter Abwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel vorübergehend oder dauernd fortbilden können (St. XI, S. 200). Ich verweise auf das später noch zu behandelnde Beispiel des Molukkengebietes.

4. Zwei Schulbeispiele kleinwelliger Undationen und des Hinzutretens orogener Erscheinungen

Sind außer den epirogenen Vorgängen auch orogene eingetreten, sei es nach der Epirogenese, sei es in Unterbrechung derselben, so ist es oft nicht ganz leicht, aus dem heute vorliegenden Erdbilde den epirogenen Vorgang der Undation wieder rein herauszuschälen. So werden ja auch immer wieder Erscheinungen, die mit der Epirogenese an sich nichts zu tun haben, sondern die nur spätere Zutaten zu dem im wesentlichen durch Epirogenese geschaffenen Bilde sind, als Teile der Epirogenese angesprochen. Davon wird noch oft die Rede sein müssen. So entwickelt sich die Vorstellung, daß die Epirogenesen mit gewissen Erscheinungen, die sonst als orogen gelten, auch zeitlich und kausal verknüpft sein können, indem übersehen wird, daß sich Dinge zweierlei Art nacheinander abgespielt haben.

Beispiele sind der beste Weg, Vorstellungen zu erläutern. Und wenn ich im folgenden zwei Beispiele von kleinwelligen Undationen, und zwar in beiden Fällen gestützt auf ausgezeichnete Untersuchungen und Darstellungen von W. Penck, behandle, so geschieht das erstens, um die ganze Vorstellung einer kleinwelligen Undation durch die Erörterung von zwei, wegen des Grades ihrer Erforschtheit besonders geeigneten Fällen noch eindringlicher zu machen, und zweitens, um Beispiele für die m. E. erforderliche Art der zeitlichen Abtrennung orogener Nebenerscheinungen von dem epirogenen Hauptbilde zu geben.

α) Die Ova Kleinasiens

Besonders charakteristische Erscheinungen sind weithin in Kleinasien die „Ova“, d. h. mehr oder weniger langgestreckte Senken zwischen Bergketten. Hinsichtlich dieser habe ich mich auf Grundlage der Untersuchungen und Darstellungen von Walther Penck[1]) schon einmal geäußert (St. X, S. 203).

Sie geben zusammen mit den Bewegungen der Bergketten das Bild einer im Mio-Pliozän nach längerer Verebnungszeit einsetzenden und hauptsächlich im Pliozän und Quartär wirksamen „Großfaltung“. Das Säkuläre des Bewegungsvorganges charakterisiert diese Großfaltung als eine epirogene Erscheinung und charakterisiert trotz der für epirogene Verhältnisse kleinen Weite die Mulden als Geosynklinalen und die Sättel als Geantiklinalen. Auch an orogenen Erscheinungen fehlt es bei den von W. Penck geschilderten Großfalten nicht, und nach Penck sind sie „Begleiterscheinungen“ des Großfaltenbaues, den er ja überhaupt für eine „echte“ Faltung hält. Aber es handelt sich in den örtlichen

---

[1]) Walther Penck, Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918.

Zerknitterungen, Faltungen, Schleppungen und sonstigen Störungen der mio-pliozänen Schichten, die besonders an die Randzonen der Großmulden gebunden zu sein scheinen, um typisch orogene Erscheinungen, und deshalb müssen wir sie von der eigentlichen Großfaltenbildung als Vorgänge von orogener Art scharf abtrennen. Sie sind, was ihr Alter anlangt, einerseits postlevantinisch und anderseits älter, als gewisse junge Verebnungen, und so spricht nichts dagegen, sie der in weiten Teilen der eurasiatischen Gebirge nachweisbaren und weiterhin noch eingehend zu behandelnden „wallachischen", jedenfalls aber einer episodischen Dislokationsphase zuzuteilen.

Dabei handelt es sich um den Fall einer Spezialundation innerhalb einer größeren epirogenen Einheit. Die Epirogenese dieser größeren Einheit äußert sich in ihrer „regionalen" Hebung, die das Gesamtsystem der Großfalten ergreift, und W. Penck schildert uns nun, wie im allgemeinen in den Synklinalen die lokale Senkung über die regionale Hebung überwiegt, was Sedimentationen in den Synklinalen zur Folge hat und die Denudation auf die Antiklinalen beschränkt, wie aber anderseits das zeitweilige Überwiegen der regionalen Hebung über die abwärtige Großfaltung der Synklinalen zur Ausräumung der Synklinalen führen kann.

So sind für mich auf Grundlage der Untersuchungen und Schilderungen Walther Pencks die „Großmulden" („Ova") Kleinasiens Gebilde einer abwärtigen Spezialundation innerhalb einer größeren Einheit mit vorherrschend aufwärtiger Allgemeinundation, die in einem oder vielleicht auch zwei orogenen Zwischen- oder Nachakten — besonders wohl in der Phase der „wallachischen" Gebirgsbildung — tektonisch etwas umgestaltet, zum Teil dabei auch zu „Gräben" verwandelt worden sind.

β) Die Ketten und Wannen im Gebiete der pampinen Sierren Nordwestargentiniens

Das zweite Beispiel relativ kleinwelliger Epirogenesen betrifft die Ketten und die sie trennenden Wannen (Bolsone) Nordwestargentiniens im Gebiete der pampinen Sierren, die nach Norden in die Puna de Atakama eintreten[1]). Die Ketten und Wannen geben nach W. Penck das Bild einer „Großfaltung". Dabei werden insbesondere die Sedimente der Wannen als Korrelate der in den angrenzenden Ketten vor sich gehenden tektonischen Bewegungen ausgewertet. Zum Innern der säkulär sinkenden Wannen gelangen vorzugsweise feinkörnige Stoffe, die beiderseits allmählich zu den groben Schuttmassen der gebirgsnahen

---

[1]) W. Penck, Über die Formen andiner Krustenbewegungen und ihre Beziehungen zur Sedimentation. Geol. Rundsch. 1923, Bd. 14, S. 301 ff.

Vgl. auch W. Penck, Der Südrand der Puna de Atacama. Abhandl. Sächs. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd. XXXVII, Nr. 1, 1920.

Zonen übergehen. In allen Einzelheiten wird erläutert, wie im Laufe der Entwicklung inmitten solcher Senken neue Ketten auftauchen und neue Abtragungszonen bilden. So entsteht inmitten eines weiten Beckens westlich der schon oberkretazisch angelegten Sierra de Fiambalá in nachuntertertiärer Zeit die Famatina-Kette, und sie entsendet in der Folgezeit, indem sie immer mehr aufsteigt, ihre Abtragungsstoffe in die beiderseits verbliebenen schmäleren Senken, deren östliche der Bolson von Fiambalá ist. Mehrere Diskordanzen zeigen sich in den Schichtserien zu beiden Seiten der Ketten; aber nach dem Innern verklingen sie, indem sie in Schichtfugen übergehen.

Zur Veranschaulichung der Größenverhältnisse sei bemerkt, daß z. B. der Bolson von Fiambalá eine Breite von 10—30 km besitzt.

Der „Grundzug der Entwicklung" ist nach Penck die Kontinuität der Bewegung. Jede Kette steigt vom Zeitpunkt ihres Erscheinens an unausgesetzt empor, und augenscheinlich sind diese Bewegungen der Ketten auch heute noch nicht beendet. „Die Senken sind Mulden, die Ketten Sättel." Aber es handelt sich bei dieser Großfaltung nicht um „echte" Falten, wie Penck annimmt, mögen die Ketten und Senken auch „gesellig" und „systembildend" auftreten, mögen sie auch im Laufe ihrer Entwicklung ihre Höhe, Breite und Länge ändern. Alles das sind keine entscheidenden Charakteristika der Faltung gegenüber einer epirogenen Großfaltung; vielmehr kommt es auf die Zeitverhältnisse, d. h. auf die ja gerade von Penck immer wieder betonte Kontinuität der Bewegungen, die sich insbesondere aus den Verhältnissen der Sedimentation ergibt, an. Allerdings erklärt ebensowenig wie im Falle der Ova Kleinasiens die Epirogenese allein das heutige Bild, denn hinzugekommen sind — nun aber in ganz bestimmten Zeitpunkten, die durch Diskordanzen angegeben sind (zwischen Oberkreide und „unterem" Tertiär, zwischen „unterem" und „mittlerem" Tertiär, zwischen „mittlerem" und „oberstem" Tertiär) — die echt orogenen Erscheinungen der steilen Schichtaufrichtungen, Brüche, Überschiebungen und Falten, die allerdings nach dem Innern der Becken verklingen. Das Verklingen der Diskordanzen nach dem Beckeninnern, ihr „Übergehen in Schichtfugen", hat sein Analogon in sehr vielen Sedimentationsräumen, in deren Randzonen sich Faltungen ereigneten, während die inneren Zonen von ihr nicht ergriffen wurden. Daß aber die Einzelserien zwischen den drei bis vier großen Diskordanzen nicht nur im Innern, sondern auch an den Rändern der Senken in sich konkordant sind, ist der Ausdruck des Fehlens jeglicher orogener Vorgänge während ihrer Ablagerungszeit.

So gewinnen die Ketten durch das Hinzutreten von Längsbrüchen und Längsüberschiebungen Merkmale eines Schollenbaues nach Art der Basin Ranges. Nach Penck sollen auch die neuen Ketten inmitten der

Bolsone durch Faltung entstehen. Somit besäßen sie zwar eine orogene Anlage, aber eine epirogene Fortentwicklung, denn das Wachstum der Ketten überdauert die Faltung der Schichten. Wir ständen hier wieder einem Falle der epirogenen En-bloc-Hebung orogen geformter Einheiten gegenüber.

III. Stabilität und Mobilität

A. Die Begriffe Stabilität und Mobilität

Unter „Stabilität“ und „Mobilität“ eines Gesteins oder einer ganzen Erdzone verstehen wir den die tektonische Umgestaltung und speziell die Einpassung in engeren Raum erschwerenden oder erleichternden Zustand (St. VII, S. 101). Als „mobile“ und „stabile“ Zonen hat in diesem Sinne auch E. Haug die Geosynklinalen und Festlandsschwellen einander gegenübergestellt. Mobil käme also auf „nachgibig gegen den tektonischen Druck“, stabil auf „widersetzlich gegen den tektonischen Druck“ heraus. F. Rinne gebraucht in diesem Sinne den sehr treffenden Ausdruck „Dislokationsfähigkeit“. Mobile und stabile Körper sind nicht so sehr der Art, als vielmehr dem Grade nach verschieden, denn absolut stabile Körper, d. h. solche, die überhaupt nicht mehr umformbar sind, gibt es ebensowenig, wie absolut mobile, d. h. solche, die sich ohne Widerstand durch den tektonischen Druck einengen lassen; so gebrauchen wir die Bezeichnungen stabil und mobil nur für Zustände, die dem einen oder anderen Grenzfalle mehr genähert sind.

Die bei der Einengung auf engere Räume eintretenden Verbiegungen der Schichten werden in hohem Maße durch die Plastizität, d. h. nach Tammann die reziproke innere Reibung, erleichtert, und deshalb sind die Faktoren, die die Plastizität erhöhen, zugleich die „mobilisierenden“. Diese Faktoren sind Belastung, Temperatur und orogener Druck. Die Mobilität der Gesteinsmassen, die uns an der Oberfläche unserer Erdkruste entgegentreten, ist nun abhängig von der Beschaffenheit der Einzelmaterialien und vom ganzen Gesteinsverbande. Ein stark gefalteter Boden zeigt nach allgemeinen Erfahrungen eine erhebliche Widerstandskraft gegen neue Verbiegung, besonders wenn sie nicht im Sinne der alten Faltenwelle verläuft, während vielleicht die Mehrzahl der Komponenten dieses Bodens als Einzelplatten der Verbiegung verhältnismäßig geringen Widerstand entgegensetzen würden. So haben wir die Spezialmobilität des einzelnen Gesteinsstückes von der „Komplexmobilität“ einer größeren Einheit zu unterscheiden. (St. VII, S. 102).

B. Stabilisierende Vorgänge

Wir sprachen von der Versteifung der Erdzonen durch Faltung. Wir erblicken bei ihr die Ursache der Erstarrung in der Zusammenstauchung der vorher flachen Schichttafeln, also in der Verleihung des neuen Gefüges, oder doch in Verhältnissen, die mit der Faltung in Zusammenhang stehen, in dem Eindringen glutflüssiger Massen und der Durchsetzung des Gebirgskörpers in seinem aufragenden und sichtbaren, sicherlich aber noch viel mehr in seinen tieferen versenkten Teilen mit solchem Glutfluß, der in seiner außerordentlichen Beweglichkeit überall eindringt, nach seiner Festwerdung aber als Eruptivgestein nicht nur für sich ein Material größter Starrheit bildet, sondern auch, wie die Wirbelsäule dem Körper, dem ganzen von ihm durchsetzten Gesteinskomplexe ein hohes Maß von Festigkeit gibt. Von der „Cementierung" der Schichtsysteme durch Granit hat H. Cloos[1]) in Verwendung eines Begriffes der bergbaulichen Technik gesprochen, und v. Seidlitz hat die Granitintrusionen mit den inneren Streben des Eisenbetons verglichen[2]). Weiter wirkt aber versteifend, wie Löwl in seinem Lehrbuche der Geologie annahm, die höhere Lage des kristallinen Untergrundes, die infolge der Faltung herbeigeführt wird.

Neuerdings hat Walth. Penck[3]) unter Hinweis darauf, daß auch gefaltete Zonen sich noch durchaus mobil verhalten können, angenommen, daß weniger die Faltung, als vielmehr die Erstarrung des obersten Teiles der unter der Erdkruste liegenden Magmaschichten die Stabilität des Bodens bedingt. Dabei sollen in der Magmaschicht, gesondert nach dem spezifischen Gewichte, von oben nach unten die pazifischen, atlantischen und arktischen (d. h. basaltischen) Magmen einander folgen. Deshalb kommen zwar in mobileren Zonen pazifische Magmen zum Ausbruch, unter den stabileren Zonen, wo die pazifischen erstarrt sind, aber nur atlantische und arktische und schließlich nur noch arktische.

Gewiß hat Penck darin recht, daß nicht jede Faltung zu jenem Grade von Starrheit führt, der neue starke Geosynklinalversenkungen und danach neue stärkere Faltungen ausschließt. Darauf komme ich noch zurück. Es kommt wohl eben auf den Grad der Faltung und auf mancherlei andere Verhältnisse an, unter denen das Eindringen

---

[1]) H. Cloos, Mechanismus tiefvulkan. Vorgänge. Samml. Vieweg, Heft 57, 1921, S. 30.

[2]) W. v. Seidlitz, Der Aufbau der deutschen Mittelgebirge. Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch. N. F. Bd. 51, 1922, S. 7.

[3]) W. Penck, Die Entstehung der Gebirge der Erde. Deutsche Revue, Sept. u. Okt. 1921 Sonderabdr. S. 20.

magmatischer Massen ganz besonders ins Gewicht fällt. Aber ich glaube, daß Penck das zeitliche Zusammenfallen von Faltung und Erstarrung des Bodens, von dem weiterhin noch nachdrücklich die Rede sein wird, zu wenig im Auge gehabt hat. Brächte trotzdem die Verfestigung der oberen Magmaschichten die Stabilität, so müßte sie gerade im Zeitpunkte der Faltung eingetreten sein. Dafür ist keinerlei plausibler Grund zu erkennen; und auch W. Penck hat augenscheinlich an allmähliche Erstarrung der magmatischen Tiefen und nicht an solche im Zeitpunkte der Faltung gedacht.

Auch die epirogene Aufwärtsbewegung kann versteifend wirken, und zwar namentlich dann, wenn die der Aufwärtsbewegung unterliegenden Gebiete noch mobilere Schichttafeln tragen, die nun der Denudation zugeführt werden, bis der Boden ganz aus „Grundgebirge“ besteht.

Endlich scheinen auch mächtige vulkanische Ergüsse eine gesteigerte Stabilität des Bodens bedingen zu können, und ein Beispiel dessen scheinen die bei Bozen über 1000 m mächtigen permischen Porphyrmassen Südtirols zu geben, wovon weiterhin noch die Rede sein wird.

Ausgehend davon, daß in die Schichtfolgen der Geosynklinalen sich während ihres Absinkens vielfach Eruptivmassen gerade von simischem Charakter (gabbroide usw. Magmen) einschalten, hat v. Bubnoff (Gliederung d. Erdrinde, a. a. O. 1923) den Versuch gemacht, die Mobilität der Geosynklinalen auf das Fehlen salischer Massen in ihrem Untergrunde und umgekehrt die Stabilität der Kontinentalblöcke auf das Vorhandensein einer mächtigen salischen Unterlage in Gestalt eines Gneissockels zurückzuführen. Daß der Gneissockel als solcher mit seinem festen Gefüge die Stabilität der Kontinentalblöcke ganz wesentlich bedingt, ist sicher zutreffend, und daß die Reduktion dieses Sockels z. B. dadurch, daß mit geosynklinalem Absinken Teile von ihm in die Zone der Tiefenerweichung einrücken (vgl. unten), die Stabilität herabsetzt, ist gleichfalls bestimmt anzunehmen. Aber mit dem angeblichen Fehlen salischer Massen unter den Geosynklinalen ist doch nur unter Aufnahme von allerlei Hilfshypothesen in Einklang zu bringen, daß oft genug mit und nach der Faltung der Geosynklinalen Eruptiva von gerade salischem Charakter (Granite usw.) aus der Tiefe in gewaltigen Massen hervordringen; man müßte z. B. annehmen, daß mit bezw. nach der Faltung von extrageosynklinalen Gebieten her salisches Magma in den Raum der Geosynklinale mit einer Art Unterströmung einwanderte, oder man müßte mit Koßmat[1]) die, wie er zeigt, sowohl bei der varis-

[1]) F. Koßmat, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. Sächs. Akad. d. Wiss. Mathem.-phys. Kl. Bd. XXXVIII, Nr. II, insbes. S. 46.

cischen wie der alpidischen Faltung erkennbare „Umkehr des Magmentypus“ beim Übergange aus der Senkungszeit (simische Magmen) zur Faltungszeit (salische Magmen) auf Neubildung salischen Magmas aus den tiefsten Teilen des Faltenwulstes zurückführen. Aber weiter werden doch ehemalige Geosynklinalzonen durch Faltung Teile von Kontinentalblöcken und müßten also im Sinne der v. Bubnoffschen Gedankengänge dabei einen Gneissockel neugewinnen. So haben ja auch die tertiären Eruptionen des Laacher See-Gebietes aus dem Untergrunde einer ehemaligen Geosynklinale Gneisbrocken mitgebracht. Und endlich ist doch in manchen ehemaligen Geosynklinalzonen infolge starker Auffaltung ein Gneisuntergrund als normales Liegendes der Geosynklinalserie, das er auch während der ganzen Geosynklinalzeit gewesen sein muß, sichtbar geworden.

C. Mobilisierende Vorgänge

Sind Faltung, Intrusion und Aufwärtsbewegung des starreren Grundgebirges und und unter Umständen auch mächtige Deckenergüsse die wichtigsten „versteifenden“ Ereignisse, so ist umgekehrt die Senkung, der die Sedimentation folgt, ein den Untergrund stark mobilisierender Vorgang. Wir müssen davon ausgehen, daß wesentliche Mobilitätsunterschiede ja nur in einer verhältnismäßig dünnen äußeren Zone der Erdkruste anzunehmen sind, während sie sich nach der Tiefe mit der allgemeinen Mobilitätszunahme stark verschwächen und endlich wohl verschwinden müssen. Die ganze Erdschale von stark differentieller Mobilität besteht im Bereiche der Massen aus kristallinem oder doch stark gefaltetem und deswegen recht resistentem „Grundgebirge“, in einer Geosynklinale aber wenigstens im oberen Teile aus leichter faltbarem Sedimente, während die Mächtigkeit des resistenteren „Grundgebirges“ hier entsprechend verringert und damit die Gesamtresistenz um einen gewissen Teil schwächer ist; die Gesamtresistenz vermindert sich ja sozusagen mit jeder Menge von neuem Sediment, für die eine gleiche Menge der einsinkenden Grundgebirgsunterlage nach der Tiefe zu aus der differentiell mobilen Erdschale ausscheidet und in die Region der allgemein hohen Tiefenmobilität übertritt (St. IX, S. 368). So werden die Geosynklinalzonen mit zunehmendem Einsinken immer mehr zu den „Erweichungsgürteln“ (Koßmat, a. a. O. S. 40) der Erde, bis eine neu einsetzende Orogenese nicht nur Aufwärtsbewegung, sondern auch gründliche Änderung in den Mobilitätsverhältnissen herbeiführt.

In scharfem Gegensatze zu der Auffassung, daß Senkung die Mobilität erhöht, hat Sueß in Senkungen die Ursache der Erstarrung gesehen. Aber z. B. in Mitteleuropa haben ganz offenbar die variscischen Faltungen und ihre Begleiterscheinungen und nicht die postvariscischen Senkungen die Erstarrung des Bodens hervorgerufen; im Gegenteil

haben die postvariscischen Senkungen, indem sie flachere und mobilere Schichttafeln dorthin brachten, wo vor der Senkung gefaltetes Grundgebirge lag, indem sie also Material von geringerer Mobilität durch mobileres ersetzten, neue Mobilität und neues tektonisches Leben in vorher starrere Zonen hineingetragen (St. VII, S. 103).

Unter besonderer Bezugnahme auf die deutschen Verhältnisse habe ich von „flachgründigen" und „tiefgründigen" Gebieten gesprochen (St. VII, S. 113). In den „flachgründigen" Gebieten ist das variscische Grundgebirge von einer flachen Decke, in den „tiefgründigen" von einer mächtigen Folge mesozoischer Schichttafeln überdeckt. Tiefgründig sind also die Zonen vorangegangener besonders starker Senkung. Die Bezeichnung „flachgründig" und „tiefgründig" mag man ganz allgemein zur Veranschaulichung der Mächtigkeitsverhältnisse der über einem Grundgebirge liegenden Schichtserie und damit in gewissem Sinne des Faltbarkeitsgrades eines Gebietes verwenden. Man mag weiter das Bild der „Grundlosigkeit" der Geosynklinalgebiete dann gebrauchen, wenn die Serie ihrer Schichten so mächtig geworden ist, daß das Grundgebirge infolge seiner Tiefenlage an seiner Starrheit sehr bedeutende Einbuße erlitten hat. Ich erinnere in diesem Zusammenhang auch an die Vorstellung von Haug, daß bei sehr tiefer Versenkung die tiefsten Massen der Geosynklinale geradezu in magmatischen Zustand übergeführt werden.

Zunehmende Senkung macht also ein „flachgründiges" Gebiet zu einem „tiefgründigen" und endlich sogar zu einem „grundlosen".

Während nach der bekannten Auffassung Alb. Heims die Belastung die Gesteine der Erdkruste deformierbar macht und der tektonische Druck sie dann deformiert, schloß ich aus Verhältnissen der Salzlagerstätten (St. VII, S. 104, 105 u. 7. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. 1914, S. 342, 343), daß der tektonische Druck auch mobilisierend wirken muß. Eine experimentelle Ergänzung dessen bieten von O. Mügge angeregte Untersuchungen von A. Geller[1]) über den Fließdruck einiger Mineralien der Salzlagerstätten bei wechselnden Temperaturen. Aus ihnen ergibt sich nämlich, daß z. B. Sylvin und Steinsalz in den Zustand plastischer Umformbarkeit erst in Tiefen von 10—12 km kommen würden, in denen sich das deutsche permische Salzlager niemals befunden hat, daß also zur Herbeiführung der Möglichkeit seiner plastischen Umformung noch ein weiterer Faktor gewirkt haben muß, als der nur der tektonische Druck in Frage kommen kann.

[1]) Vgl. O. Mügge, Über das Verhalten einiger Minerale der Salzlagerstätten gegenüber hohem Druck bei wechselnden Temperaturen, nach Versuchen von A. Geller, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1924.

A. Geller, Salztektonik und Salzmetamorphose. Ztschr. Kali 1924, S. 297ff. Die ausführlichere Darstellung Gellers erscheint in Ztschr. f. Krist. 60, 1924.

Eine große Rolle bei den Verbiegungsvorgängen nicht nur am Laboratoriumsmaterial, sondern auch bei den Gesteinsmassen der Erde spielt endlich der Faktor Zeit, denn er überwindet die Starrheit solcher Gesteine, die sich bei mehr plötzlichen Deformationsversuchen spröde verhalten. Steinsalz ist relativ spröde, wenigstens bei gewöhnlichem Druck und gewöhnlicher Temperatur; und doch biegt sich ein an seinen Enden unterstütztes Steinsalzstäbchen unter einer gewissen Belastung allmählich durch, wenn ihm nur die nötige Zeit gelassen wird. So kommt also die Zeit gewissermaßen noch als mobilisierender Faktor in Betracht, naturgemäß ganz besonders bei den langsam sich vollziehenden epirogenen Bewegungen (St. V, S. 31/32).

Zweiter Hauptteil

Untersuchungen über Grundfragen der Orogenese

I. Die Zeitverhältnisse der Orogenesen

Zu Vorstellungen über das Werden der Gebirge, d. h. zu ihrer Synthese, kommen wir auf dem Wege der Analyse dessen, was geworden ist, und insbesondere der zeitlichen Analyse. Denn so erhalten wir die Unterlage, die Entwicklungsstadien zu erkennen, die einander gefolgt sind, und aus dem Vergleich dieser Stadien den Werdegang zu ermitteln. So erklärt sich das auf den ersten Blick vielleicht überraschende Verfahren, daß bei Untersuchungen über Grundfragen der Orogenese die Zeitverhältnisse vorweggenommen und nicht umgekehrt zunächst die Vorgänge selbst und danach die Zeiten ihres Eintretens erörtert werden.

A. Das orogene Zeitgesetz

1. Vorbemerkungen betreffend die Altersbestimmung der orogenen Ereignisse

Schon Elie de Beaumont hat vor etwa einem Jahrhundert die Diskordanzen als Mittel zur Bestimmung des Eintritts und Alters von Gebirgsbildungen benutzt, und sie sind noch heute das wesentlichste Hilfsmittel hierfür. Um Mißverständnissen zu begegnen, bemerke ich aber, daß ich den Begriff „Diskordanz“, wie in der deutschen geologischen Literatur üblich ist, nur für den Fall des winkligen Abstoßens der Schichtung des Liegenden am Hangenden gebrauche (Winkeldiskordanz, „angular discordance“, „discordance angulaire“), und nicht auch, wie in der englischen und amerikanischen und z. T. auch in der französischen Literatur zu geschehen pflegt, schon dann, wenn einfache Unterbrechung der Sedimentation, oft verknüpft mit Erosion, vorliegt, dabei aber das Liegende und Hangende parallel geschichtet sind. In der französischen Literatur hat G. F. Dollfus (Bull. Soc. géol. France, Série 3, t. IX, S. 118) die Notwendigkeit der scharfen Trennung der „discordance par ravinement“ und der „vraie discordance par soulèvement“ hervorgehoben und für erstere die Bezeichnung „Semi-Diskordanz“ gebraucht. In der amerikanischen Literatur hat

schon K. D. Irving 1886 (U. St. Geol. Surv. Ann. Rep. VII, S. 392, 393) die „true unconformities" mit Diskordanz den zwischen parallelen Schichten liegenden „erosion intervals" gegenübergestellt. Hier ist also „unconformity" der Oberbegriff, und so unterschied auch Le Conte 1890 (Elements of Geology, 3d Ed. 1893, S. 180) Unterbrechungen mit und ohne Diskordanz nur als zwei Arten von „unconformities", und ebenso verfuhr im wesentlichen auch El. Blackwelder (Journ. of. Geol. 17, 1909, S. 291).

Es bedarf wohl kaum des Hinweises, daß Diskordanzen auch durch tektonische Verschiebungen („Pseudodiskordanzen") entstehen können. Z. B. hat ja die Frage, ob echte oder Pseudodiskordanz vorliegt, in den Alpen schon mehrfach eine Rolle gespielt. Insbesondere wird man bei örtlichen Ausnahmefällen diskordanter Lagerung in solchen Schichtsystemen, in denen sonst Konkordanz herrscht, die Möglichkeit der Pseudodiskordanz ins Auge fassen müssen. Sie ist häufig das Ergebnis ungleicher Reaktion lithologisch sehr verschiedener Schichtsysteme auf den gebirgsbildenden Druck (vgl. Kap. „Disharmonische Faltung"). Schichtung in der hangenden Serie parallel zu deren Basis und Auftreten von Basalkonglomeraten werden oft die Entscheidung zugunsten einer echten Diskordanz bringen können.

Mehrere Diskordanzen innerhalb einer Schichtfolge ergeben das Bild wiederholter Orogenesen. Dabei erkennen wir so häufig, daß der jüngere Vorgang ganz im Sinne des älteren verläuft. R. Godwin-Austen[1]) hat wohl als erster als Ergebnis seiner klassischen Untersuchungen über die nordfranzösisch-englischen Faltungen, speziell über die Fortsetzung der Achse des Artois nach England hinein, als allgemein gültiges Gesetz hingestellt, daß, wenn irgendwo in der Erdkruste beträchtlichere Faltungen oder Störungen stattgefunden haben, die nachfolgenden Faltungen den älteren Linien zu folgen pflegen. Ed. Sueß (Antl. d. Erde II, S. 147) hat dann die Bezeichnung „posthum" für eine solche Gebirgsbildung gegeben, die alte Linien vorangegangener Faltungen wieder aufnimmt, die also, wie ich kurz sagen möchte, „nach alter Art" oder, wie Löwl (Geologie, S. 176) sich ausdrückt, nach einer gewissen und immer wieder durchbrechenden „erblichen Anlage" erfolgt. Für tektonische Vorgänge, die im Gegensatz hierzu neue Richtungen wählen, die sich also von der Tradition lossagen, gebrauche ich die Bezeichnung „renegant" („abtrünnig") (St. VI, S. 293).

Es ist zu beachten, daß ganz schwache Diskordanzen auch schon durch Epirogenesen, namentlich durch solche von sehr langer Zeitdauer, geschaffen werden können. Solches ist namentlich in den

[1]) R. Godwin-Austen, On the Possible Extension of the Coal Measures beneath the South-Eastern Part of England. Quat. Journ. t. XII, 1856, S. 38 ff., insbes. S. 62.

Randzonen zwischen Geantiklinalen und Geosynklinalen zu erwarten. Aber es ist kaum vorstellbar, daß die Schrägstellung von Schichten allein durch epirogene Bewegungen Beträge von mehr als einigen Graden erreicht haben könnte, und so werden die „epirogenen Diskordanzen“ sicher stets äußerst geringfügig und in der Mehrzahl der Fälle wohl auch nicht in Einzelaufschlüssen, sondern nur durch den Wechsel der Schichten im Liegenden einer transgredierenden Serie erkennbar sein. Gewiß ist es aber sehr schwer, solche epirogenen Diskordanzen von ganz geringfügigen orogenen sicher zu unterscheiden. Jedenfalls ist die Möglichkeit des Auftretens epirogener Diskordanzen im Auge zu behalten, und es erscheint nicht erlaubt, allein auf das örtliche Vorkommen einer ganz schwachen Diskordanz innerhalb einer sonst stets konkordanten Schichtserie einen orogenen Akt zu begründen.

Benutzen wir die Diskordanzen zum Nachweis der Orogenesen, so ist Konkordanz innerhalb der Schichtfolgen der Ausdruck dessen, daß keine Orogenesen eingetreten sind. Solche Feststellungen erfolgen zunächst in Einzelprofilen und Einzelgebieten. Aber indem man immer wieder in bestimmten Schichtsystemen Konkordanz feststellt, wo man auch ihre Untersuchung vornehmen mag, ergibt sich die Berechtigung, die Bildungszeit als überhaupt anorogen anzusprechen. Natürlich haben auch solche Erfahrungen, streng gesprochen, nur einen vorläufigen Wert; aber die Wahrscheinlichkeit ist schließlich sehr gering, in Schichtserien, die sich immer wieder als frei von Diskordanzen erweisen, an einer bisher noch nicht untersuchten Stelle der Erde doch noch eine Diskordanz aufzufinden. Ich denke z. B. an das Kambrium oder an die Trias mit Ausschluß ihres jüngsten Teiles oder an den größten Teil der Jurazeit oder an den Hauptteil der Unterkreide oder an das Paläozän und ältere Eozän.

Es gibt aber auch „Pseudokonkordanzen“. In Fällen starker Faltung und insbesondere bei steiler Schichtenaufrichtung können nämlich, namentlich wenn schmiegsame Schichtsysteme betroffen sind, primäre Diskordanzen verwischt und vorher diskordante Schichtfolgen parallel zueinander gestellt sein. Man pflegt in solchen Fällen von „Akkordanzen“ zu sprechen, und man muß sich also vorsehen, daß man solche Akkordanzen nicht etwa als Beweis für das Fehlen orogener Bewegungen auswertet.

Bei der Verwertung von Geröllbildungen für den Nachweis von Orogenesen ist große Vorsicht geboten. Es ist ja ohne weiteres erklärlich, daß Geröllablagerungen in sehr vielen Fällen die Begleiterscheinungen oder, richtiger gesagt, Folgeerscheinungen von Orogenesen sind, denn die durch die Orogenesen geschaffenen Hochgebiete unterliegen der Abtragung. Die Geröllbildung hält nun aber nach einem orogenen Akt oft recht lange an, vielleicht durch ganze Formationen hindurch.

Das mag in manchen Fällen nur der Ausdruck der allmählichen Abtragung der durch die Orogenesen geschaffenen Gebirgssysteme sein; aber in anderen Fällen ist die Sachlage sicher die, daß (epirogene) En bloc-Hebungen gefalteter Gebiete nach der Faltung lange Zeit fortgehen und die für die Entstehung der Geröllablagerungen erforderlichen Geländeverhältnisse immer wieder erneuern. Beispiele solcher Geröllablagerungen aus einer Zeit, in der keinerlei Orogenesen eingetreten sind, gibt uns das deutsche Unterrotliegend. Wie oft findet man aber in der Literatur die Geröllmassen als Anzeichen des Fortganges von Orogenesen angegeben. Ich denke an die sog. pyrenäische Faltung, die auf Grund der mächtigen Schuttmassen des „Poudingue de Palassou" als ein vom jüngeren Mitteleozän bis ins Oligozän andauernder Akt aufgefaßt worden ist, wovon später nachdrücklich die Rede sein wird (s. Kap. „pyrenäische Faltung"). Oder ich denke an die Geröllmassen, die das Himalaya-System vom Jungmiozän bis Quartär zum Aufbau der Siwálik-Schichten geliefert hat. Dabei sind im ganzen Siwálik-System nur zwei Diskordanzen enthalten, nämlich erstens zwischen dem Middle und dem Upper Siwálik und zweitens nach dem letzteren. Sie zeigen zwei Faltungen der subhimalayischen und wohl auch der angrenzenden himalayischen Gebiete an, während im übrigen aus der Zeit der gewaltigen Konglomeratbildung keinerlei orogener Akt erweisbar ist. Ebenso ist es verfehlt, allein auf die Geröllbildungen der subalpinen Molasse orogene Vorgänge zu begründen, so lange nicht Diskordanzen hinzutreten. Mit dem gleichen Rechte könnte man doch auch die Geröllmassen der subvariszischen Vortiefe (Oberkarbon) als Hinweise auf orogene Ereignisse ausgeben!

Natürlich können Geröllvorkommen das Bild einer vielleicht anderweitig nachweisbaren Orogenese *ergänzen* und dabei auch zu ihrer genaueren Zeitbestimmung dienen. So konnte durch die im jüngsten Jura (Portland) des nördlichen Teutoburger Waldes (Osning) auftretenden Geröllmassen der Beweis geführt werden, daß eine vorher nur als vorkretazisch erkannte Orogenese auch schon älter als das Unterportland ist. Oder ich denke an die Gerölle paläozoischen Alters, die im Untersenon des Harzvorlandes plötzlich erscheinen und den Beweis geben, daß damals die Heraushebung des Harzes bis zur Annagung des variszischen Grundgebirges gediehen war. Oder ich denke an die Gerölle in der burdigalischen Molasse der französischen subalpinen Ketten, die das Bild einer vorburdigalischen Heraushebung östlich liegender Zonen vor Augen führen oder doch wenigstens ergänzen.

Erhebliche Vorsicht ist auch hinsichtlich der Verwertung *magmatischer Intrusionen und Ergüsse* für den Nachweis von Orogenesen geboten. Es ist gewiß zutreffend, daß bedeutsame magmatische Vorgänge in vielen Fällen an die Vorgänge der Gebirgsbildung kausal und zeitlich geknüpft sind. Aber die Verallgemeinerung, daß magmatische

Ergüsse Orogenesen beweisen, ist ganz unzulässig, denn wir kennen sehr viele In- und Extrusionen auch aus anorogenen Zeiten; ich denke z. B. an die mächtigen Deckenergüsse im mitteldeutschen Unterrotliegend (Ilfelder-Becken, Halle usw.). Man liest z. B., daß die Ergüsse der ladinischen Zeit in den Südalpen „Gebirgsbildungen“ angeben. Aber wo ist denn in den Südalpen oder wo überhaupt in der Welt in der Serie der ladinischen Schichten irgend eine Diskordanz bekannt, die zeigen könnte, daß ein älterer Teil der ladinischen Stufe von orogenen Bewegungen erfaßt sei, ehe der jüngere Teil zur Ablagerung gekommen war? Die magmatischen Vorgänge haben also, wie auch die Geröllablagerungen, nur einen bedingten Wert für die Feststellung orogener Ereignisse, und in jedem Einzelfall ist mit der nötigen Kritik zu verfahren.

Gänzlich unzulässig ist es, mit Meeresbewegungen, wie häufig geschieht, Orogenesen begründen zu wollen. Können doch, wovon weiterhin noch vielfach die Rede sein wird, sowohl Regressionen wie Transgressionen durch rein epirogene Vorgänge hervorgerufen werden. Und wenn es auch richtig ist, daß Orogenesen von Regressionen begleitet zu sein pflegen, ja, daß sogar die ganz großen Regressionen der Erdgeschichte in ihrer überwiegenden Zahl mit Orogenesen zeitlich zusammenfallen, so darf man doch auch hier nicht wieder aus einer Erscheinung, die Orogenesen nur zu begleiten pflegt, einen Beweis für Orogenesen entnehmen — um so weniger, als sie nachweisbar auch ohne solche auftritt. In ganz besonderem Maße ist es aber verfehlt, mit Transgressionen Orogenesen begründen zu wollen.

2. Inhalt des orogenen Zeitgesetzes

Der Begriff Orogenese schließt in der oben gegebenen Definition die Tatsache der Kurzfristigkeit gegenüber der langen Dauer der epirogenen Vorgänge ein. Sie sind „episodische“ Ereignisse. Sartorius von Waltershausen hat gegenüber den säkulären Bewegungen von „instantanen“ (d. h. plötzlichen, ruckweisen) gesprochen, wobei er allerdings, entsprechend seiner Zeit, den Vulkanismus als Ursache der letzteren auffaßte.

Es werden in den nachfolgenden Ausführungen über die einzelnen Zeitphasen der Orogenesen Beispiele über Beispiele dafür gegeben werden, daß Orogenesen gleichzeitig in sehr verschiedenen Erdgebieten eintraten. Auf diese Erfahrungen gründet sich das „orogene Zeitgesetz“, dem ich folgende Fassung gegeben habe (St. VIII, S. 371):

> Alle Gebirgsbildung ist an verhältnismäßig wenige und zeitlich engbegrenzte Phasen von ± erdweiter Bedeutung gebunden.

Setzen wir noch hinzu:

Sie tritt gleichzeitig in den verschiedensten Erdgebieten auf,

so erhalten wir unser Zeitgesetz in der Sonderform des „orogenen Gleichzeitigkeitsgesetzes" (St. XIII, S. 7).

Den kurzen orogenen Phasen stehen also lange anorogene Zeiten gegenüber, in denen nur epirogene Vorgänge sich ereignen. Die anorogenen Zeiten sind also zugleich die epirogenen. Allerdings ist dieser Ausspruch insofern nicht ganz korrekt, als schließlich auch die Epirogenesen in den orogenen Phasen weitergehen, wenigstens in solchen Gebieten, die nicht von den Orogenesen betroffen werden, — das liegt ja auch schon in der Vorstellung der Kontinuität der Epirogenese. Genauer müßte man also unterscheiden:

1. anorogene Zeiten, in denen die tektonischen Vorgänge sich auf Epirogenesen beschränken,
2. orogene Zeitphasen, in denen in vielen Gebieten Orogenesen sich einstellen, im übrigen aber die Epirogenesen weiterzugehen pflegen.

Die Vorgänge von epirogener Art in den orogenen Zeiten habe ich ja als „Synorogenesen" bezeichnet (s. S. 16). Bei ihnen können sich Verwerfungen als orogene Merkmale einstellen.

Die im „orogenen Zeitgesetz" ausgedrückte Vorstellung der Episodizität der Gebirgsbildung, die schon Elie de Beaumont gehabt hat, erfreut sich, wie es scheint, heute der weitgehendsten Anerkennung. Aber doch vermißt man vielfach die konsequente Aufrechterhaltung dieser Vorstellung; und vereinzelt wird auch jetzt noch der Gedanke der „Kontinuität der Gebirgsbildung" vertreten. Woran liegt dieses?

In der Mehrzahl der Fälle angeblich „kontinuierlicher" Gebirgsbildung werden Gebirgsbildungen (Orogenesen) und Epirogenesen nicht auseinander gehalten, und das hängt z. T. mit der Unklarheit über diese Begriffe, wie sie in der Literatur vielfach noch herrscht, zusammen. Man übersieht, daß „Kontinuität der Tektonik" noch lange keine „Kontinuität der Orogenese" ist, oder man klassifiziert Vorgänge, die unzweifelhaft in den Kreis der Epirogenese gehören, wie En-bloc-Hebungen der Gebirge, als Orogenesen.

In sehr vielen Fällen verwechselt man sodann die wiederholte (posthume) Gebirgsbildung, namentlich wenn die Wiederholung mehrfach erfolgt ist, mit einer „kontinuierlichen". So hat Marcel Bertrand im Pariser Becken, z. B. entlang der Achse des Artois, dem seit Godwin Austen geradezu klassischen Gebiete der posthumen Gebirgsbildung (s. oben), von einer „Continuité du phénomène de plisse-

ment" gesprochen[1]). Dort sind den Falten des paläozoischen Untergrundes diejenigen des Juras superponiert, den Falten des Juras die der Kreide, denen der Kreide diejenigen des Tertiärs, und im allgemeinen verschwächt sich die Faltung von dem älteren zu dem jüngeren Systeme. Zwischen den Systemen liegen Diskordanzen, die eine Reihe von Faltungsphasen angeben, während die einzelnen Systeme in sich konkordant sind. Tatsächlich hat also Marcel Bertrand, wenn er auch den Ausdruck der „Kontinuität" des Faltungsphänomens gebraucht hat, die „Kontinuität" nur im Sinne einer mehrfachen Wiederholung der Faltung bewiesen (St. VIII, S. 366/67).

Gewiß ist es möglich, daß orogene Phasen, die man dann zu Unterphasen einer Hauptphase zusammenfassen mag, einander relativ schnell folgen; so hatte die kimmerische Gebirgsbildung, die sich im jüngsten Jura und der frühesten Kreide ereignete, drei Unterphasen; so erkennen wir bei der großen vorcenomanen (austrischen) Faltung der jungeuropäischen Hochgebirge zwei Unterphasen, deren eine älter, deren andere jünger als das Oberalbien ist; gleichfalls zerfiel die etwa an der Wende von Kreide und Tertiär eingetretene laramische Gebirgsbildung in zwei Unterphasen, eine vor, die andere nach dem Danien und Unterpaläozän. Aber zwischen diesen Unterphasen lagen doch immer wieder anorogene Zeiten mit rein epirogenen Vorgängen, die im Wiedereinsinken der Geosynklinalen und erneuter Sedimentation zum Ausdruck kommen. Also liegt auch bei solchen zeitlich sich etwas drängenden orogenen Phasen keine Kontinuität, sondern eine Episodizität der Faltung vor.

Die Erkenntnis des Gebundenseins der orogenen Vorgänge an ganz bestimmte Termine der Erdgeschichte wird sodann durch die offenbar ungenaue Zeitbestimmung der Einzelorogenesen erschwert. Eine Faltung, die zwischen einer Stufe der Formation A und irgend einer Stufe der Formation C eingetreten ist, wird kurzhin in die Zeit B verlegt, trotzdem sie ebensogut bereits im Ausgange von A oder im Anfange von C eingetreten sein könnte. Und ist sich der Autor auch der Basis, auf die er die Faltung „zur Zeit B" begründete, bewußt, so erscheint die Faltungszeit B beim nächsten Literaturzitat schon als gesicherte Tatsache. So ist von „unterdevonischen" Faltungen dann die Rede, wenn das Obersilur noch betroffen ist und jüngeres Unterdevon oder Mitteldevon transgredierend auftritt; aber in anderen Fällen, oft in Nachbargebieten, erkennt man, daß auch schon das ältere Unterdevon, in seinem Hangenden konkordant mit dem jüngeren Unterdevon und Mitteldevon verknüpft, übergreifend über dem gefalteten Silur sich findet, daß also nicht unterdevonische, sondern vorunterdevonische

---

[1]) Marcel Bertrand, Sur la Continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, Série 3, Bd. XX, S. 118 ff., 1892.

Faltung vorliegt. So sind auf Grund derartiger ungenauer Zeitbestimmungen oder gar falscher stratigraphischer Unterlagen viele Zeiten mit Unrecht als „gebirgsbildend“ angesprochen worden, und wenn man dann, wie ganz kürzlich wieder in der Literatur geschehen ist, ohne ausreichende Kritik solche angeblichen Orogenesen anerkennt und zusammenstellt, und wenn man dann auch noch epirogene Vorgänge als orogen bewertet oder Gebirgsbildungen kurzhin mit Geröllbildungen oder gar mit Meeresbewegungen begründet, so muß sich schließlich die falsche Vorstellung, daß in allen Zeiten der Erde Orogenesen gewirkt haben, ergeben.

Bei angeblichen Faltungen, die außerhalb der „notorischen“, sich in vielen Erdgebieten bestätigenden Faltungsphasen eingetreten sein sollen, pflegt die kritische Nachprüfung die Vermutung zu bestätigen, daß hier ungenaue oder irrtümliche Angaben vorliegen oder daß wenigstens das Beweismaterial nicht ausreichend ist. Somit ist von vornherein größte Skepsis gegenüber solchen „Outsider-Faltungen“, die außerhalb der auch sonst erkennbaren Faltungsphasen eingetreten sein sollen, geboten. Immerhin haben wir uns später mit dem einen und anderen Falle, der bisher noch als „Outsider-Faltung“ erscheinen könnte, zu beschäftigen.

3. Die vergleichende Methode der Altersbestimmung orogener Vorgänge

(Vgl. St. VIII, S. 15—20)

Nur in verhältnismäßig wenigen Fällen läßt sich das Alter eines orogenen Vorganges schon im Einzelprofile zeitlich genau feststellen. Das ist nur möglich, wenn die Sedimentation gleich nach der Faltung eingesetzt hat und also zwischen der dislozierten und der sie diskordant überdeckenden Schicht kein größerer Zeitabschnitt liegt. Ich gebe einige Beispiele solcher „unmittelbarer“ Zeitfestlegung von Orogenesen.

In Niederschlesien steckt in einer gefalteten Serie das jüngere Unterkarbon, während die diskordant dazu liegende Schichtfolge mit dem tiefsten Oberkarbon einsetzt (vgl. sudetische Faltung).

Im Saar-Gebiete liegt eine Diskordanz zwischen den jüngsten Schichten des Unterrotliegend und den ältesten des Oberrotliegend (vgl. saalische Faltung).

In Nordwestdeutschland hat eine Gebirgsbildung die Kimmeridge-Formation noch betroffen, diskordant zu ihr liegt aber bereits die nächstjüngere Stufe des Weißjura-Profiles, die Gigas-Schichten (vgl. kimmerische Faltung).

Eine hochbedeutsame Faltung zeigt sich in den Pyrenäen in den älteren Gesteinen einschließlich Oberalbien; das Cenoman überdeckt diesen Faltenbau diskordant (austrische Faltung).

Die bekannte Aufrichtung des Mesozoikums des nördlichen Harzvorlandes hat noch den älteren Teil der Granulatenstufe (unteres Untersenon) betroffen, während der jüngere Teil der Granulatenstufe die aufgerichteten Schichten flach überlagert (vgl. subhercynische Faltung).

Im Becken von Mons ist die Mons-Stufe (unteres Paläozän) noch von gewissen Verwerfungen durchsetzt, die mittelpaläozäne Landener Stufe aber nicht mehr (vgl. laramische Faltung).

In den Ostalpen hat eine Faltung im Drau-Save-Gebiet das gesamte Miozän einschließlich des Sarmatikums ergriffen. Diskordant zum gefalteten Untergrunde liegt die unterpliozäne pontische Stufe (vgl. attische Faltung).

Im Faltenbau der französischen subalpinen Ketten steckt noch die unterpliozäne pontische Stufe, während die mittelpliozäne Piacenza-Stufe flach angelagert ist (vgl. rhodanische Faltung).

Im allgemeinen liegt aber zwischen einer Orogenese und der wiederbeginnenden Sedimentation eine längere Periode der Denudation, in der auch die vor der Orogenese entstandenen Sedimente zum Teil wieder beseitigt werden, und so ergeben sich längere oder kürzere überlieferungslose Zeitintervalle, innerhalb deren die Gebirgsbildung zu irgendeinem, aber unmittelbar nicht näher anzugebenden Zeitpunkte eingetreten ist.

In solchen Fällen beschreiten wir den Weg der „mittelbaren“ Zeitfestlegung durch Vergleich mit den Verhältnissen in anderen Erdgebieten. Wir ermitteln, welche zeitgenaue Gebirgsbildung innerhalb des in Frage kommenden Zeitintervalles in Nachbargebieten oder, — falls auch hier keine vergleichbaren „unmittelbaren“ Ergebnisse zu erhalten sind —, überhaupt in der Erdkruste erkennbar ist und teilen dieser tektonischen Phase, fußend auf dem orogenen Zeitgesetze, den zunächst nur innerhalb eines größeren Zeitintervalles festgelegten Vorgang zu. Das ist ein Weg, der in Einzelfällen oft genug beschritten worden ist; mir kommt es aber hier darauf an, die Notwendigkeit seiner konsequenten Begehung zur Vermeidung des Verlegens von tektonischen Ereignissen in Zeitspannen, die sich überall als anorogen erwiesen haben, hervorzuheben. Die nachfolgenden Ausführungen über die einzelnen orogenen Phasen der Vorzeit werden in Fülle Beispiele für diese vergleichende Altersbestimmung orogener Vorgänge bringen.

Selbstverständlich führt diese mittelbare Methode der Altersfestlegung durch Vergleich mit den Verhältnissen in anderen Gebieten keineswegs immer zu eindeutigen Resultaten, vielmehr ergeben sich solche nur dann, wenn innerhalb der in Frage kommenden Zeitspanne nur ein einziger notorischer Dislokationstermin vorhanden ist. Haben wir dagegen zwei notorische Dislokationsphasen innerhalb des in Frage

kommenden Intervalles, so ist natürlich das mittelbar festzustellende Ergebnis zweideutig, haben wir deren drei, so ist es dreideutig usw. Liegt z. B. das Oberrotliegend über Unterrotliegend oder oberstem Oberkarbon, so ist die vergleichende Altersbestimmung eindeutig, da im Intervall oberstes Oberkarbon-Oberrotliegend nur eine Faltungsphase (saalisch) bekannt ist. Liegt das Oberrotliegend aber über älterem Oberkarbon, so ist die Altersbestimmung zweideutig, denn in der Zwischenzeit sind zwei Faltungen (saalisch und asturisch) eingetreten. Und liegt es über Unterkarbon, so ergibt die vergleichende Altersbestimmung ein dreideutiges Resultat, da im Intervall Unterkarbon-Oberrotliegend drei Faltungsphasen bekannt sind (saalisch, asturisch, sudetisch). Immerhin haben auch diese Bezeichnungen „eindeutig“, „zweideutig“ usw. oft nur einen vorläufigen Wert, denn neue Forschungen könnten schließlich in solchen Zeiträumen, die wir bisher als anorogen betrachten, neue orogene Phasen enthüllen.

So bin ich mir dessen durchaus bewußt, daß mancher orogene Einzelfall das ihm in den nachfolgenden Ausführungen auf Grund einer heute „eindeutig“ erscheinenden mittelbaren Zeitfestsetzung zugeteilte Alter bei späterer Erkennung einer neuen Phase zugunsten dieser vielleicht verlieren wird.

Alles in allem wird im folgenden, wie ich früher einmal sagte, „minimalistisch“ verfahren, d. h. es werden nur die relativ wenigen sicher belegten und sich immer wieder bestätigenden orogenen Phasen anerkannt, bis die völlige Unmöglichkeit der Einreihung eines orogenen Ergebnisses in irgend eine derselben erwiesen und damit der unzweideutige Beweis für eine neue Dislokationszeit erbracht ist.

Auf diesem Wege kommen wir zu je 8—10 paläozoischen, mesozoischen und känozoischen orogenen Phasen, wobei die sog. „Unterphasen“ in diese Zahl eingeschlossen sind. Weitere Phasen mögen durch neue Forschungen erkannt werden; aber daß zu den bis heute festgestellten nicht allzu viele mehr hinzukommen werden, sagen uns wohl schon jetzt die in allen Weltteilen wiederkehrenden Konkordanzen innerhalb der gleichen Schichtfolgen.

4. Erörterungen über den Gültigkeitsbereich des orogenen Zeitgesetzes

a) Atektonische Dislokationen (Pseudodislokationen)

(Vgl. St. VIII, S. 375)

Es ist selbstverständlich, daß dem orogenen Zeitgesetze nicht die „unechten“ Dislokationen (Pseudodislokationen) unterliegen, d. h. diejenigen Verschiebungen in der Erdkruste, — und zwar im allgemeinen in deren alleräußersten Zone — die zwar äußerlich den „echten“ Dis-

lokationen gleichen können, jedoch nicht durch die tektonischen Kräfte der Erdrinde hervorgerufen worden sind, sondern durch exogene Kräfte oder durch den Vulkanismus.

Beispiele solcher Dislokationserscheinungen „die nicht mit den Wirkungen der orogenen Kräfte verwechselt werden dürfen", nennt J. Cornet im 2. Bande seiner „Géologie" (Mons 1910) S. 69—71; mit solchen „nichttektonischen Faltungen" beschäftigt sich auch W. Salomon eingehender (Grundzüge der Geologie I, S 139 ff).

In Betracht kommen:

1. Schollenabsetzungen an Talhängen,
2. Hakenbildungen,
3. Faltungen an Talhängen infolge Gehängegleitung, besonders bei Gleitung schwerer Gesteinsmassen (subaërische Rutschungen),
4. Subaquatische Rutschungen,
5. Gletscherwirkungen auf den Untergrund,
6. Faltung durch Eisstauung im Untergrunde der Gewässer,
7. Einbrüche über Auslaugungsräumen,
8. Auftreibungen infolge der Volumzunahme von Gesteinsmassen bei chemischer Veränderung („Quellfaltungen").

Die Wirkungen lakkolithischer Intrusionen auf das umgebende Gestein scheiden als atektonisch aus, soweit man die Intrusion mit H. Cloos als einen extremen Sonderfall der Tektonik („Tektonik des hochmobilen Materials") auffaßt. Wohl aber sind atektonisch die in Begleitung explosiver Eruptionen eintretenden Dislokationserscheinungen. Endlich sind auch diejenigen Erdbebenspalten, die mit atektonischen Beben zusammenhängen, wie auch solche durch tektonische Beben ausgelösten Dislokationswirkungen, die unter die obigen Kategorien 1—4 fallen, als atektonisch zu betrachten.

Bevor man also Dislokationserscheinungen der Vorzeit als in Widerspruch zum orogenen Zeitgesetz stehend ansehen möchte oder bevor man auf ein Einzelvorkommen einer Dislokation in einer im übrigen als anorogen sich erweisenden Zeit eine besondere orogene Phase begründet, ist immer wieder die Frage zu erörtern, ob nicht etwa eine „atektonische" Dislokation vorliegen könnte. Insbesondere ist dabei die Möglichkeit der subaquatischen und subaërischen Rutschungen im Auge zu haben, auf die man ja neuerdings Faltungen und Fältelungen und sonstige Dislokationen vielfach zurückführen möchte[1]). Gibt es ferner überhaupt in größerem Umfange „Gleitfaltungen" im

---

[1]) Arnold Heim, Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. N. J. f. Min. etc. 1908, Bd. 2, S. 136 ff.

F. F. Hahn, Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nordamerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern. N. J. f. Min. etc., Bd. XXXVI, S. 1 ff., 1913.

W. Salomon, a. a. O.

Sinne Reyers[1]), d. h. Faltungen infolge Abgleitung von Massen auf schiefer Bahn, so sind auch diese als rein exogene Erscheinungen an sich atektonisch[2]), mögen auch tektonische (orogene oder epirogene) Vorgänge die Möglichkeit zum Abrutschen gegeben haben. Dabei könnten sie sehr wohl im unmittelbaren Anschluß an einen orogenen Akt und also noch in einer orogenen Phase erfolgt sein, so daß sie ein Beispiel für Pseudodislokationen in orogenen Phasen bildeten. Aber in anderen Fällen könnten auch epirogene Hebungen den Rutschungsakt eingeleitet haben, und dann wäre der anorogene Charakter der Gleitfaltung in besonderem Maße gegeben. Im übrigen besteht aber heute wohl Einmütigkeit der Ansicht darüber, daß Reyer ein Phänomen, daß in kleinen Verhältnissen eintreten mag, ganz gewaltig überschätzt hat.

b) Die Frage der epirogenen Bruchbildungen

Verwerfungen sind Strukturveränderungen des Untergrundes, d. h also nach der früher gegebenen Definition orogene Erscheinungen. Als solche müßten sie dem orogenen Zeitgesetz unterliegen, wenn dieses uneingeschränkte Gültigkeit besäße.

Gibt es nun wirklich keine Verwerfungen der anorogenen (epirogenen) Zeiten?

Selbstverständlich sind zunächst die atektonischen („unechten“) Verwerfungen („Pseudoverwerfungen“) hier auszuschließen, z. B. solche infolge Nachbrechens des Deckgebirges über Auslaugungsräumen, Schichtenzerreißungen infolge von Eisdruck oder von Rutschungen an Gehängen, Spaltenbildungen anläßlich vulkanischer Eruptionen (vgl. oben).

Es bleiben die „echten“ Verwerfungen. Für ihre ganz überwiegende Zahl und insbesondere für alle irgendwie beträchtlichen trifft aber, soweit ihr Alter überhaupt nachweisbar ist, die Entstehung in den orogenen Phasen zu.

α) Seismische Brüche

Daß es aber unter den echten (tektonischen) Brüchen auch „anorogene“ gibt, wenn auch nur äußerst geringfügige, zeigt sich schon in ihrem Auftreten in Begleitung der Erdbeben der heutigen anorogenen Zeit.

Erdbebendislokationen, d. h. meßbare Verschiebungen an Erdbebenspalten, sind an sich seltene Erscheinungen. Müssen wir doch zunächst die reinen Erdbebenspalten, an denen keine Verschiebungen eingetreten sind, außer acht lassen, und kommen doch ferner jene Dislokationen nicht in Betracht, die sich als rein oberflächliche Wirkungen der Erd-

[1]) Reyer, Theoretische Geologie, 1888, S. 409.
[2]) Vgl. auch E. Horn, Geolog. Rundsch. 1914, Bd. 5, S. 427.

bebenerschütterungen an Hängen oder in lockeren Erdmassen bilden, auch wenn sie in Form von Verwerfungen in Erscheinung treten. Diese sind unbedingt atektonisch, wenn auch durch Erdbeben ausgelöst. Aber auch die dann noch verbleibenden Erdbebendislokationen sind nicht durchweg tektonisch. Man pflegt ja die Erdbeben ihrer Ursache nach in tektonische, vulkanische (magmatische) und Einsturzbeben einzuteilen; und selbstverständlich sind alle Dislokationen, die bei Erdbeben der dritten Art auftreten, wie auch im allgemeinen diejenigen bei Erdbeben der zweiten Art, atektonisch.

Mag man nun aber auch in der Zuteilung der Erdbeben zu den atektonischen Kategorien recht weit gehen, so bleibt doch immerhin eine Reihe von jungen Erdbebendislokationen übrig, deren tektonische Natur sich kaum bestreiten läßt, — d. h. von kleinen Verwerfungen, die in einer anorogenen Zeit, nämlich der Jetztzeit und jüngsten Vergangenheit, entstanden sind. Sie sind Begleiterscheinungen der Undation, und zwar häufig einer solchen in nicht festgefügten Bodengebieten, in denen also das Schollenhaufwerk noch nicht ganz verheilt sein mag. Sie sind ja in der Hauptsache auch an Zonen jugendlicher Orogenese gebunden. Sodann treten sie ganz besonders in und neben Zonen mit sehr gesteigerter Undation auf, bei der eine Überschreitung der Kohäsionsgrenzen des Gesteinsgefüges umso leichter verständlich erscheint. Unter letzterem Gesichtspunkte mag sich erklären, daß gerade die „Vortiefen“ als Zonen sehr junger und sehr starker Senkung Ausgangsstellen der Erdbeben sind, indem hier eben besonders häufig untergeordnete Bruchbildungen vor sich gehen.

Nachdrücklich sei aber auf die außerordentlich geringe Sprunghöhe solcher Erdbebendislokationen hingewiesen. So zeigten diejenigen auf Lokris im Jahre 1894 $1^1/_2$—2 m Sprunghöhe, diejenigen des mitteljapanischen Erdbebens im Jahre 1891 2,5—6 m, während bei dem Erdbeben von San Francisko im Jahre 1906 neben stärkeren Horizontalbewegungen von stellenweise 7 m Verschiebungsbetrag vertikale Verwerfungen von nur etwa 1 m Sprunghöhe eingetreten sind.

Es wäre an sich nicht zu verwundern, wenn auch aus älteren anorogenen Zeiten Mikrobrüche von Art der heutigen seismischen bekannt würden, und in diesem Sinne müßte man sich hüten, auf einen Einzelfall einer unbedeutenden Dislokation in einer sonst als anorogen erkannten Zeit eine orogene Phase begründen zu wollen. Vielleicht gehört hierher eine Dislokation von weniger als 1 m Sprunghöhe, die R. Ewald[1]) neuerdings als triadisch aus dem Buntsandstein von Eberbach (Neckar) beschrieben hat, die aber schließlich auch mit einer subaquatischen oder subaërischen Rutschung zusammenhängen oder sonstwie atektonisch sein könnte.

β) Die Frage der Bruchlosigkeit des Einsinkens geosynklinaler Räume, einschließlich der Ozeane und Vortiefen

Wir stehen nunmehr der Frage der Bruchlosigkeit des Einsinkens der Geosynklinalen gegenüber. Ausgehend davon, daß in den Geosynklinalen zunächst des deutschen Bodens und insbesondere in den Randzonen derselben nirgends Brüche und Diskordanzen nachweisbar sind, die während der Fortentwicklung dieser Geosynklinalen und nicht erst nachträglich oder vielleicht auch in einer orogenen Phase, die sich in die Bildungszeit der Geosynklinalen einschaltete, entstanden seien, habe ich stets die Auffassung vertreten, daß „bis zum Beweise des Gegenteiles" die Geosynklinalen allgemein als bruchlos einsinkend betrachtet werden müssen, — ganz im Sinne auch der schematischen Darstellungen, die man in den Lehrbüchern über die Bildung der Geosynklinalen zu finden pflegt. Dieser Beweis des Gegenteiles scheint mir in keinem Falle geführt zu sein, so oft auch dieses Gegenteil behauptet worden ist, im allgemeinen auf Grund der Tatsache, daß die alten Geosynklinalräume in ihren Randzonen so häufig Verwerfungen aufweisen. Hier ist eben die Nachträglichkeit der Bruchumrandung, also die nachträgliche Umwandlung der epirogenen Becken zu „Gräben" („Beckengräben", vgl. St. VII, S. 138), die sich daraus ergibt, daß die Schichtserien der Becken in ihrer Gesamtheit und dabei gleichmäßig verworfen sind, nicht erkannt oder wenigstens nicht richtig ausgewertet worden. Es ist ja auch zuzugeben, daß das Einsinken der die Sedimentmassen aufnehmenden Tiefenräume an Brüchen, die immer wieder „reaktiviert" werden, eine zunächst naheliegende Vorstellung bildet, die dazu durch Sueß u. a. tief in den Gedankenkreis der geologischen Welt eingeführt worden ist. Begegnete uns doch kürzlich noch bei einem recht namhaften Geologen als einziges Argument gegen das bruchlose Einsinken von „Spezialbecken" das Geständnis, daß er es sich eben „nicht anders als grabenförmig vorzustellen vermag". Aber solche Fragen lassen sich nicht gefühlsmäßig, sondern nur durch kritische Prüfung der zu ihrer Entscheidung geeigneten Fälle lösen, wobei insbesondere die Reihenfolge der Einzelgeschehnisse, die in der Struktur des Bodens überliefert sind, zu klären ist.

Geologie ist eine rechte Erfahrungswissenschaft, und die Episodizität der Faltungen und Bruchbildungen und die Bruchlosigkeit des Einsinkens der Geosynklinalen sind reine Erfahrungsergebnisse, die durch neue Erfahrungen umgestoßen werden könnten. Offenbar unsichere und mehrdeutige Fälle können aber einen Erfahrungssatz, der auf gut untersuchten Fällen beruht, nicht widerlegen, vielmehr muß auch für sie

---

[1]) R. Ewald, Über eine triadische Schichtenstörung bei Eberbach. Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. 1920, N. F., Bd. IX, S. 18—19.

bis zum Beweise des Gegenteiles die anderswo gewonnene Erfahrung Gültigkeit haben. Und allen Erfahrungen, soweit gut untersuchte Fälle vorliegen, entspricht es, daß die Brüche als Ursache oder notwendige Vorbedingung des säkulären Einsinkens von Erdzonen abzulehnen sind; höchstens ist zuzugeben, daß als Folge oder Begleiterscheinung des Einsinkens hier und da einmal ein kleiner Riß entstanden sein mag, wenn auch Mikrobrüche von nachweislich solcher Provenienz bisher kaum in unseren Schichtsystemen gefunden, sondern höchstens auf Grund von Überlegungen seismologischer Art anzunehmen sind.

So ist auf deutschem Boden aus dem Saar-Saale-„Graben" der oberkarbonisch-altdyadischen Zeit schon lange die Saar-Saale-„Senke" geworden, die ihre Bruchumrandung, soweit vorhanden, und damit ihre Ausgestaltung zum „Graben" erst einem der Sedimentation des Senkeninhaltes folgenden oder diese unterbrechenden (saalische Faltung) orogenen Akte verdankt.

Ein völliger Parallelfall hierzu ist m. E. in den Newark-Senken des östlichen Nordamerikas gegeben. Auch dort handelt es sich um langgestreckte, relativ schmale kontinentale Senken, die sich, wie die Saar-Saale-Senke im Rotliegenden, so in der Trias mit mächtigen klastischen Gesteinen von vorherrschend roter Färbung (Newark-System), unterbrochen gleich den Sedimenten des Rotliegenden von Deckenergüssen, gefüllt haben. Auch hier steht die Frage der bruchlosen oder der grabenartigen Einsenkung der Bildungsräume der heute im allgemeinen in Form von Gräben vorliegenden Newark-Formation seit langem zur Diskussion. Schon W. M. Davis[1]) hat 1897 beide Möglichkeiten eingehend erwogen und mehr der Auffassung zugeneigt, daß es sich um bruchlose Einbiegung eines vor dem Newark eingeebneten Landstreifens zwischen sich aufbiegenden Randzonen gehandelt habe. Er veranschaulicht diese Auffassung am Beispiel des Newarks des Connecticut Valley durch zwei Profile, deren erstes die Sachlage nach Entstehung der Newark-Senken, aber vor ihrer Dislozierung, deren zweites die durch die postnewarkische Dislozierung herbeigeführte heutige Erscheinung des Newarks in Gräben darstellt. Demgegenüber hat Jos. Barrell[2]) wenigstens an der Ostseite der Newark-Senke Connecticuts schon für die Bildungszeit des Newark die allmähliche Einsenkung an einem Bruche, und zwar dem heutigen Randbruche von über 10000 Fuß Sprunghöhe, an der Westseite aber eine bruchlose Einsenkung angenommen. Nach ihm ist also die Newark-Senke von vornherein als ein „Halbgraben" entstanden, der dann durch jüngere Brüche nur

---

[1]) W. M. Davis, The Triassic Formation of Connecticut. Eighteenth Ann. Report, U. S. Geol. Surv. 1897, Part 11, S. 1—192.

[2]) Jos. Barrell, Central Connecticut in the Geologic Past. Conn. State Geol. and Nat. Hist. Survey, Bull. 23.

noch relativ geringe Umgestaltung erfahren hat. Ausschlaggebend war für ihn, daß im östlichen Randgebiete der Senke grobe Konglomerate im oberen Teile des Newarks im Gegensatz zum unteren Teile stark auftreten und die inzwischen eingetretene stärkere Heraushebung der östlichen Umrahmung der Senke anzeigen. Aber damit ist doch nicht im geringsten gesagt, daß diese etwas stärkere Heraushebung, auf die die Konglomeratführung hinweist, an Brüchen vor sich gegangen wäre. In Deutschland wechseln doch im Rotliegenden oder im Buntsandstein (Süddeutschland) häufig grobe Konglomerate mit feinklastischen Bildungen ab, im allgemeinen wohl auch als Ausdruck der Verstärkung oder Verschwächung der epirogenen Heraushebung der tributären Randzonen, aber niemals sind Bruchbildungen aus diesen Zeiten nachgewiesen. Dazu zeigt ja auch das von Barrell gegebene Profil, daß das Newark-System vom östlichen Randbruche des Halbgrabens im hangenden und liegenden Teile gleichmäßig betroffen ist, wie bei postnewarkischem Alter desselben eben der Fall sein muß. So trifft für den Newark-Graben mindestens zu, daß seine Entstehung als Graben nicht eindeutig bewiesen ist, daß er vielmehr mindestens ebenso gut im Rahmen der sonst über die Entstehung von Geosynklinalen gewonnenen Erfahrungen als bruchlos entstandene und nachträglich zum Graben bezw. Halbgraben umgestaltete Senke erklärt werden kann.

Auch die Gründe, die Wilbur G. Foye[1]) neuerdings für die Barrellsche „fault-monoclinal hypothesis“ und gegen die von Davis bedingt angenommene „Geosynklinalhypothese“ beigebracht hat, erscheinen keineswegs stichhaltig.

Einen Parallelfall zum Connecticut Valley erblickt W. G. Foye mit Recht in Nordengland im Tal des Eden entlang dem Westfuße der Pennine Range, wo auf karbonischer Unterlage ein sehr mächtiges und z. T. grobkonglomeratisches Perm und darüber Trias zur Ablagerung gekommen sind. Auch hier ist die mächtige Schichtmasse einer zunächst wenigstens kontinentalen Geosynklinale nach Osten (gegen die Pennine Range) durch ein gewaltiges Bruchsystem abgeschnitten. Die tieferen Konglomerate („Lower Brockram“) führen ausschließlich Rollstücke karbonischen Kalkes, die nach Art von Deltabildungen von Osten her zugeführt worden sind. Demgegenüber enthält eine jüngere Konglomeratmasse („Upper Brockram“), von der älteren durch 300 m Sandstein getrennt, in großer Menge Rollstücke aus dem Basalkonglomerate des Unterkarbons und auch solche aus dem dieses unterlagernden Ordovizium. Hierin sieht nun P. F. Kendall[2]) den Hinweis auf Bewegungen entlang

[1]) Wilbur G. Foye, Origin of the triassic Trough of Connecticut. Journ. of Geol. 30, 1922, p. 690.

[2]) Vgl. Percy F. Kendall in Handb. Reg. Geol., The British Isles, 1917, S. 188.

der östlichen Randverwerfung zur Zeit der Entstehung des Perms; insbesondere müssen solche nach ihm zwischen Ablagerung des älteren und jüngeren Konglomerates eingetreten sein und die älteren Schichten, deren Reste wir im jüngeren Konglomerat finden, der Aufarbeitung zugänglich gemacht haben.

M. E. sind aber auch im Falle des permischen Beckens des Eden-Tales die Gründe für das Absinken an Verwerfungen nicht stichhaltig, vielmehr sind die von Kendall geschilderten Verhältnisse auch ohnedem als Folge der säkulären Aufwölbung der an das Ablagerungsbecken nach Osten angrenzenden Region, durch die mit der Zeit immer ältere Schichten der Denudation zugeführt wurden, sehr wohl erklärbar. Die Unkonformität zwischen dem Perm einschließlich des oberpermischen Magnesian Limestones und dem nachfolgenden gipsführenden Mergel, über denen dann konkordant der triadische St. Bees-Sandstein folgt, mag aber mit einer die Entstehung des Beckens unterbrechenden orogenen Phase (pfälzische Faltung, s. unten) zusammenhängen.

Mit der Auffassung, daß auch die permische Geosynklinale im Westen der Pennine Range gleich denen des deutschen Bodens und gleich den Newark-Senken des östlichen Nordamerikas bruchlos eingesunken sei und ihre Bruchumrandung erst nachträglich erhalten habe, deckt sich die Angabe von Kendall (a. a. O.), daß der große östliche Abbruch auch die Trias verwirft.

Von den festländischen Geosynklinalen kommen wir zu den Meeren, und ich verweise auch hier kurz auf ältere Ausführungen (VII, S. 139), die dahin gehen, daß auch die Meere, soweit sie nicht als „Urmeere" (Pacifik, Arktik, Tethys[1])) von den ältesten Zeiten her bestanden zu haben scheinen, nicht, wie heute noch ziemlich allgemein angenommen wird, durch Einbruch, sondern wie überhaupt die Geosynklinalen, durch säkuläre bruchlose Einsenkung entstanden seien. Bei dieser Auffassung stütze ich mich insbesondere auf die Lagerungsformen und Verbände der Schichten in den Randzonen der fossilen Meere der Vorzeit, die unserer Betrachtung heute zugänglich geworden sind. Es ist zwar wieder richtig, daß, wie überhaupt die alten Senkungsfelder, so vielfach auch solche, die durch ihre Wassererfüllung als Meer erscheinen, von Verwerfungen umzogen sind, und die Vorstellung liegt nahe, daß mit diesen Verwerfungen die Entstehung der Becken in ursächlichem Zusammenhange gestanden hat. Aber wo eine genauere zeitliche Analyse der Vorgänge

---

[1]) Wenn man in diesem Sinne auch das heutige Mittelländische Meer schließlich noch als „Urmeer" oder doch als Rest eines solchen bezeichnen will, so ist aber festzuhalten, daß wohl kaum ein Stück desselben in der geologischen Entwicklung nicht verlandet gewesen wäre, z. T. sogar mehrfach. Viele Teile sind ja überhaupt erst in relativ junger Zeit wieder Meer geworden. Aber die hier immer wieder erscheinende Tendenz zur Meeresbildung ist von Urzeiten her erkennbar.

möglich ist, da gibt sich wieder zu erkennen, daß diese Verwerfungen, soweit nicht gar älter als die Einsenkung der Meeresbecken, nachträgliche Zutaten zu ihnen sind, entstanden in einer orogenen Phase, die der geosynklinalen Absenkung folgte oder sie unterbrach. Diese Auffassung, die wir in die Formel

„Erst (säkuläre) Senkung, dann Bruch“

kleiden können, steht allerdings in stärkstem Widerspruche zu dem, was wir sonst in der Literatur über die Entstehung und Fortbildung der Meeresbecken zu lesen pflegen und was hinauskommt auf die Formel

„Erst Bruch, dann Senkung“.

„Die Einbrüche sind es, welche die Wässer in tiefen Weltmeeren gesammelt haben“, so sagt Sueß 1885 im Schlußabsatze des ersten Bandes des „Antlitz der Erde“, und dieser Gedanke erscheint auch in den späteren Bänden dieses Fundamentalwerkes immer wieder, so auch noch im Schlußkapitel des 1912 erschienenen letzten Bandes, wo es dann weiter heißt (S. 720), „daß überhaupt, mit Ausnahme von Buchten in Riasküsten, kein Meeresteil bekannt ist, der durch lateralen Druck als Synklinale erzeugt wäre.“ Die von E. Sueß für die Entstehung der Meere durch Einbruch beigebrachten Argumente, nämlich

1. die schief oder gar senkrecht zur Struktur des Festlandes stehende Kontur von Meeresräumen,
2. das Abbrechen ganzer Faltenzüge an den Küsten,
3. das Herantreten pflanzenführender Schichten an die Ufer,

treffen, wie ich a. a. O. ausgeführt habe, aber auch für solche fossilen Meere zu, die gewiß nicht eingebrochen, sondern bruchlos eingesunken sind. Oder durchschnitten nicht auch die Umrisse der alten deutschen Becken die Struktur der angrenzenden Festländer weithin in genau so scharfer Weise, wie etwa der Rand des Atlantischen Ozeans die Struktur der Meseta an der Westküste der Iberischen Halbinsel oder diejenige der Bretonischen Masse abschneidet? Brachen nicht die variscischen Faltenzüge an dem alten West-, Ost- und Nordostrande der Rheinischen Masse ebenso ab, wie die armorikanischen Falten an den heutigen atlantischen Küsten? Traten nicht pflanzenführende Schichten des Karbons im jüngsten Paläozoikum und im Mesozoikum in Nordwestdeutschland ebenso an das Meer heran, wie heute noch die von Sueß so oft im Zusammenhange mit der Entstehung des Indischen Ozeans erwähnten Gondwanaschichten des südöstlichen Afrikas? Aber trotz des Zutreffens der Sueßschen Argumente waren die durch Küsten von durchaus „atlantischer“ Struktur umsäumten deutschen fossilen Meere nicht eingebrochen, sondern bruchlos eingesunken.

Wenn aber die Argumente hier keine beweisende Kraft haben, so kann man die beweisende Kraft auch an anderer Stelle nicht anerkennen.

Die Verhältnisse, die Sueß hervorhebt, beweisen nur eine Absenkung des Meeresraumes ganz allgemein, nicht aber die Absenkung an Brüchen. Daß sich der Strand weithin senkrecht oder schief zu den alten Falten einstellte, erklärt sich durch ganz andere Verhältnisse, nämlich durch die Neuorientierung der nach der Faltung einsetzenden Undation, und den Gründen dieser Neuorientierung müssen wir nachgehen, um das zu deuten, was im Sinne von E. Sueß die Entstehung der Meeresbecken durch Einbruch beweisen soll (St. VII, S. 139/140).

E. Kayser (Lehrbuch der Geologie 7. und 8. Auflage II. Bd. S. 311, Anm. 2) hält die Frage, ob die Meere bruchlos oder unter Bruchbildung eingesunken seien, für nebensächlich. Ich lege aber deshalb Wert auf sie, weil das Einsinken an Brüchen auch in anorogenen Zeiten eine erhebliche Ausnahme vom orogenen Zeitgesetze oder wenigstens von der Einbeziehung auch der Verwerfungsvorgänge in dieses bilden würde. E. Kayser hebt dann hervor, daß die von mir hinsichtlich der bruchlosen Einsenkung behandelten Meere des Zechsteins, Muschelkalks, Juras, Neokoms usw. Flachmeere seien, und hält es für sehr gewagt, die aus den Erscheinungen solcher Flachmeere gezogenen Schlüsse auf die tieferen ozeanischen Becken zu übertragen.

Aber ist nicht z. B. die Tethys der devonischen Zeit ein Meer nach Art der tieferen ozeanischen Becken gewesen? Wie aber der Rand der Tethys nach der kaledonischen Faltung sich entwickelt hat, wissen wir z. B. aus den südlichen Randgebieten des Brabanter Massivs. Dort schiebt sich, beginnend mit dem Gédinnien, das devonische Meer allmählich nordwärts vor, während im Süden der Boden immer mehr einsinkt. Bekannt sind aus besten Aufschlüssen durch die Untersuchungen französischer und belgischer Geologen die Schichtverbände jener Zeit, aber nirgends ist innerhalb der devonischen Schichtfolge in der Randzone des Brabanter Massivs eine Diskordanz zu erkennen, nirgends lassen sich Verwerfungen oder sonstige Störungen nachweisen, die zu jener Zeit, als die Tethys hier einsank, entstanden oder wieder aufgerissen wären. Nichts anderes erkennt man als eine allmähliche Erweiterung und Vertiefung eines Meeresbeckens auf einem vorher landfest gewesenen Boden.

Die „bruchlose“ Einsenkung der Meeresbecken wie überhaupt der Geosynklinalen schließt natürlich nicht Mikroverschiebungen nach Art unserer heutigen seismischen als unbedeutende Begleiterscheinungen des säkulären Einsinkens aus. Aber dagegen, daß in der Randzone der Festländer Verwerfungen als bedingend für den Absenkungsvorgang aufgetreten seien, ja daß solche überhaupt einmal während der säkulären Absenkung irgendwie beträchtlicheres Ausmaß erreicht hätten, muß man sich auf Grund der Feststellungen in den Randzonen der fossilen Meere wenden, solange nicht einmal der Beweis des Gegenteils in unanfechtbarer Weise geführt worden ist.

Der Vergleich mit den „fossilen“ Vortiefen der vorzeitlichen Gebirge hat mich dazu geführt, auch die rezenten Vortiefen („Saumtiefen“), die in Form sogenannter „Tiefseegräben“ Küsten und Inselketten insbesondere im Gebiete des Pazifik begleiten, als geosynklinale Einsenkungen aufzufassen im Gegensatz zu der älteren Deutung derselben als tektonische Gräben (St. IX). Nun zeigen die Tiefseegräben eine besonders hohe Seismizität, und deshalb möchte A. Sieberg[1]) sie im Verfolg seiner außerordentlich wertvollen Studien über die Verbreitung der Erdbeben und deren Zusammenhang mit den geologischen Verhältnissen des Bodens wieder als Gräben entlang „gewaltigen Verwerfungen“ auffassen.

Aber auch die Seismik der Tiefseegräben erklärt sich durchaus durch allerdings sich häufende Mikrobruchbildung; die Häufung dürfte wohl mit der relativen Stärke des geosynklinalen Einsinkens zusammenhängen, die schon aus der Tatsache, daß die Rinnen nicht aufgefüllt sind, hervorgeht. Keineswegs darf man aber m. E. aus den vielen Erderschütterungen, die heute von den Tiefseegräben ihren Ausgang nehmen, auf Verwerfungen als Ursache ihres Einsinkens und überhaupt auf das Begleitetsein des Einsinkens von irgendwie beträchtlichen Erdverschiebungen schließen.

Es gibt also, das wollen wir zum Schluß wiederholen, Mikroverwerfungen, die tektonischen Ursprungs sind und trotzdem nicht unter das orogene Zeitgesetz fallen. Sie bilden eine unbedeutende Einschränkung der Auffassung von der Bruchlosigkeit der Epirogenese, und zwar eine solche, die aus dem ganzen Vorgange einer unter besonderen Verhältnissen sich vollziehenden Undation leicht verständlich ist.

A. Born hat bildlich veranschaulicht (a. a. O., S. 568), wie epirogene Zerreißungen in der Randzone sinkender Räume, insbesondere langer, schmaler und dabei tiefeinsinkender, zustande kommen könnten. Sie sind nach ihm eine „selbstverständliche Forderung“. Auch ich gebe nach obigen Ausführungen die Möglichkeit solcher Zerreißungen theoretisch zu, und vielleicht liegt in der Seismik der jungen Gräben, die ja gleich dem von Born behandelten Beispiele relativ schmale Zonen starker Senkung sind, eine Bestätigung. Aber auch Born sagt schließlich, daß man für diese Art von epirogenen Zerreißungen bisher kein sicheres Beispiel kenne.

γ) Die sogenannten embryonalen Faltungen

Die zuerst von Haug erkannte Ausbildung von Spezialgeosynklinalen und Spezialgeantiklinalen im Bereiche der alten Geosynklinale der heutigen Westalpen, von der schon die Rede gewesen ist (s. S. 28), bezeichnen Schweizer Geologen als „embryonale“ Faltungen, („Plissements précur-

[1]) A. Sieberg, Die Verbreitung der Erdbeben etc. Veröffentl. Hauptstation f. Erdbebenforsch. Jena, Heft 1, 1922, S. 82ff.

seurs“ bei Argand[1])), indem sie in den Geantiklinalen die Embryonen der künftigen Decken erblicken. Aber hierzu ist zunächst zu sagen, daß die Spezialundationen, die in den Spezialgeosynklinalen und Spezialgeantiklinalen zum Ausdrucke kommen, keine „Faltungen“, sondern höchstens Vorbereitungen einer Faltung sind, und so hat auch Haug die Bildung der Antiklinalen nur als ein Vorspiel zur Bildung der Falten bezeichnet.

Solange man unter den embryonalen Faltungen nur die Heraushebung von Spezialgeantiklinalen und Spezialgeosynklinalen versteht, kann natürlich der Kontinuität dieser Art von „Faltungen“ nicht widersprochen werden. Auch die Annahme, daß gerade aus den Spezialgeantiklinalen die Decken werden, mag hier unwidersprochen bleiben, wenn von vornherein auch eher einleuchten möchte, daß umgekehrt aus den Spezialgeosynklinalen, als den infolge gesteigerter Senkung besonders mobil gewordenen Zonen, die Falten und Decken hervorgehen. Aber nun soll ja weiter die Fortentwicklung der Spezialschwellen zu Decken nicht nur in den Phasen des „Paroxysmus“ (Argand a. a. O.), die offenbar unseren orogenen Phasen entsprechen, sondern auch in den Zwischenzeiten erfolgt sein. Eine Deckenbildung, die außerhalb der Zeiten des „Paroxysmus“ vor sich ginge, bedeutete aber die Ungültigkeit des orogenen Zeitgesetzes für die westalpine Deckentektonik. Doch unmöglich kann man glauben, das in den Westalpen die Gebirgsbildung nach ganz anderen Gesetzen erfolgt sei, wie in jenen Gebirgen, in denen eine größere Vollständigkeit der Schichtsysteme die Auflösung der orogenen Vorgänge einschließlich der Deckenbewegung in Einzelphasen, unterbrochen von Zeiten der ruhenden Orogenese, gestattet. Überhaupt sind gerade die Schweizer Alpen, wie wir noch im einzelnen sehen werden, ein höchst ungeeigneter Boden, um die zeitliche Zerlegung der tektonischen Bewegungen und ihre Einordnung in bestimmte Phasen zu erkennen. Klaffen doch in den weitesten Teilen des Gebirges und insbesondere dort, wo die embryonalen Faltungen vor sich gegangen sein sollen, die allergrößten Lücken in der stratigraphischen Überlieferung; fehlen dort doch z. B. Kreide und Tertiär, d. h. die Formationen, zu deren Bildungszeit die Decken kontinuierlich bewegt sein sollen. Somit ist eben für die Schweizer Alpen nicht oder nur sehr teilweise durchzuführen, was schon eher in den Ostalpen oder noch besser in den Karpathen zu geschehen vermag, nämlich die Einordnung der orogenen Bewegungen einschließlich der Deckenbildungen in das Schema der orogenen Phasen, das in einem nachfolgenden Kapitel zur Darstellung kommt.

---

[1]) E. Argand, Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Act. Soc. helvét. Scienc. natur., Neuchâtel 1920, S. 1—27.

Darin ist Argand natürlich zuzustimmen, daß die Alpen nicht erst im Tertiär entstanden sind, sondern eine kontinuierliche Entwicklung seit dem Perm und der Trias, ja in manchen Teilen schon seit dem Karbon, erfahren haben. Aber nur ein Teil dieser Entwicklung ist Faltung; die „plissements précurseurs“ (Bildung von Schwellen, Senken, Vortiefen) und zum Teil wohl auch die „plissements tardifs“ sind epirogener Art, und nur von solcher Art können auch die Vorgänge gewesen sein, die sich zwischen den Phasen des Paroxysmus abgespielt haben. Das steht im Gegensatz zur Auffassung Argands, daß man die Paroxysmen zwar besonders hervorheben, aber doch nicht zu sehr von dem, was ihnen voranging und folgte, abtrennen müsse. Hier liegen eben nicht nur quantitativ, sondern qualitativ verschiedene Dinge vor. Denn auch den Deckenschub kann man sich, wenn man nicht mit allen sonstigen Erfahrungen über die Gebirgsbildung in Widerspruch kommen will, nur als eine Reihenfolge von relativ kurzfristigen Einzelvorgängen, getrennt durch lange anorogene (epirogene) Zeiten, vorstellen.

In einer vergleichenden Betrachtung der ostasiatischen Inselbögen mit den Westalpen der mesozoischen Zeit hat auch E. Horn gesagt, daß die Alpen nicht durch eine schnelle Auffaltung in kurzer Zeit entstanden sind, sondern daß sie im Laufe eines langen Entwicklungsprozesses, welcher mehrere geologische Perioden umfaßt hat, das Stadium der Inselbögen mit Vortiefe auf der Außenseite und Vulkanreihe auf der Innenseite durchgemacht haben. Er stellt also „schnelle Auffaltung in kurzer Zeit“ und „langen Entwicklungsprozeß“, der auch das Stadium der Inselbögen umfaßt hat, einander gegenüber. Aber beides ist durchaus nicht unvereinbar. Die Alpen haben einen „langen Entwicklungsprozeß“ und dabei auch das „Stadium der Inselbögen mit Vortiefe“ durchgemacht, aber im Laufe dieses Entwicklungsprozesses ist es episodisch zu „schnellen Auffaltungen in kurzer Zeit“ gekommen. Das ist aber keine „Kontinuität“ der Gebirgsbildung, sondern das ist, da die epirogenen Vorgänge nicht unter den Begriff der Gebirgsbildung (Orogenese) fallen können, eine durchaus episodische Gebirgsbildung als Unterbrechung langzeitiger Vorgänge von epirogener Art.

d) Abgrenzung des Gültigkeitsbereiches des orogenen Zeitgesetzes

Bei der Abgrenzung des Gültigkeitsbereiches des orogenen Zeitgesetzes sind zunächst die Pseudodiskordanzen als atektonisch ausgefallen. Man wird ihre Spuren in den alten Schichtfolgen auch wohl wenig finden. Am ehesten besteht die Möglichkeit, daß Faltungen und Diskordanzen einmal mit subaquatischen Rutschungen und Gleitfaltungen zusammenhängen könnten.

Die säkulär verlaufenden sogenannten „embryonalen Faltungen" enthalten als epirogen keine Einschränkung der Gültigkeit des Zeitgesetzes der Orogenese.

Es bleibt eine Gruppe von Vorgängen, die ich als „synepirogen" bezeichnet habe (s. Seite 17); von ihnen wird weiterhin die Rede sein. Sie treten in Materialien von sehr hoher Mobilität (Magma, Salz) auf und fehlen in der „Normaltektonik", d. h. in der Tektonik der Gesteine normaler Mobilität. Zwar sind auch in diesen hochmobilen Stoffen die inneren Umformungen ganz besonders an die orogenen Phasen gebunden, aber doch nicht ausschließlich. Wir schalten die Synepirogenesen als Ausnahmen vom orogenen Zeitgesetz aus, indem wir dieses von vornherein nur für die Normaltektonik gelten lassen wollen.

Dann bleiben als einzige, wenn auch äußerst bescheidene Ausnahmen von dem Satze, daß die Veränderungen des tektonischen Gefüges an die orogenen Phasen gebunden sind, unbedeutende Bruchbildungen von Art der heutigen seismischen. Sie scheinen der einzig wirklich belegte Fall einer epirogenen Bruchbildung zu sein. Ich wiederhole aber nochmals, daß es sich bei ihnen nicht um Ursachen von epirogenen Absenkungen, sondern nur um ganz unbedeutende Begleiterscheinungen solcher handelt.

B. Die Einzelphasen der Gebirgsbildung der Vorzeit

Die Literatur über das Alter der Faltungen der Vorzeit ist ungemein groß. In den geologischen Einzelschilderungen sind überall Angaben in diesem Sinne enthalten, oft auch Versuche, die tektonische Geschichte eines bestimmten Gebietes in ihre Einzelphasen aufzulösen. Z. B. geben die bisher erschienenen Hefte des „Handbuches der Regionalen Geologie" wenigstens in der Mehrzahl eine recht begrüßenswerte Zusammenstellung über das Alter der tektonischen Vorgänge in den behandelten Ländern. Die in der Literatur enthaltenen Angaben über das Alter der Gebirgsbildungen sind natürlich von sehr verschiedenem Werte. Sie sind oft ganz unbestimmt gehalten oder unzureichend begründet und verstoßen so oft gegen die in den vorangegangenen Kapiteln entwickelten und so selbstverständlich erscheinenden Grundsätze der kritischen Behandlung des Stoffes. Hundertfach begegnet uns vor allem der Fehler, daß Epirogenesen als Faltungen dargestellt werden. So kommt es, daß es kaum eine Zeit der Erdgeschichte gibt, aus der nicht in der Literatur Faltungen angegeben wären.

---

[1]) Handbuch der Regionalen Geologie, herausgegeben von G. Steinmann und O. Wilckens. Heidelberg, Carl Winters Verlagsbuchhandlung. Bisher sind 25 Hefte erschienen.

Viele Einzelfaltungen sind in den nachfolgenden Ausführungen in eine etwas andere Zeit, wie die Autoren angenommen hatten, versetzt oder innerhalb des von den Autoren angegebenen größeren Intervalles zeitlich genauer präzisiert worden. In der Mehrzahl der Fälle ist das nach der vergleichenden Methode der Altersbestimmung der orogenen Vorgänge geschehen (s. S. 47), die natürlich als Unterlage eine Betrachtung der überhaupt in Frage kommenden Faltungsphasen, wie sie im folgenden gegeben wird, voraussetzt.

Ich bin mir auch darüber klar, daß bei dem gewaltigen Umfange der einschlägigen Literatur mir viele wertvolle Angaben über die Zeitlichkeit gebirgsbildender Vorgänge, die das im folgenden gegebene Bild der orogenen Einzelphasen wesentlich ergänzen und abrunden und auch wohl abändern könnten, entgehen mußten, und ich bin aufrichtig dankbar für alle an mich gelangenden Hinweise.

Der vielfachen Unzulänglichkeit der Unterlagen zu dem Versuche, schon jetzt die Gesamtheit der Gebirgsbildungsphasen zusammenzustellen, bin ich mir also durchaus bewußt. Aber das hält mich nicht ab, diesen Versuch zu wagen. Ich hoffe, wenigstens ein Gerippe für eine allmählich sich entwickelnde befriedigende Darstellung der orogenen Phasen der Vorzeit geben zu können; und vielleicht wird das Gerippe sich gerade unter der Kritik, die an ihm vollzogen wird, ausbauen.

Nicht behandelt sind im nachfolgenden Kapitel die alleraltesten (vorkambrischen) und allerjüngsten (quartären) Orogenesen, denn hier scheint mir die Basis für eine das ganze Erdgebiet umfassende Betrachtung der Altersverhältnisse noch nicht ausreichend gegeben zu sein.

Immerhin zeigt aber auch das vorkambrische Grundgebirge das Vorhandensein mächtiger Einzel„systeme", getrennt durch Diskordanzen, die über ganze Kontinente zu verfolgen sind. Also auch hier kommt der Wechsel langer anorogener Zeiten, in denen die „Systeme" entstanden, mit relativ kurzfristigen orogenen Phasen, in denen diese Systeme Faltung und Metamorphose erfuhren, zum Ausdruck. Es fehlt aber schon mangels der Versteinerungen bisher an der rechten Grundlage für eine Verfolgung dieser Diskordanzen und der auf sie sich gründenden orogenen Phasen von Kontinent zu Kontinent.

1. Die Phasen der kaledonischen Gebirgsbildung

a) Allgemeines

Die erste der drei großen postkambrischen Faltungen, die kaledonische, hatte in Europa ihren Hauptschauplatz im Norden, im Gebiete jener Geosynklinale, die als nördlicher Ausläufer des damals gewaltig ausgedehnten europäischen Mittelmeeres die beiden großen Stücke Ur-

europas, nämlich Eria, das alte Festland des Nordwestens, und Fennosarmatien, das alte Festland des Nordostens und Ostens, voneinander getrennt hatte. Diese Geosynklinale wurde durch die kaledonische Faltung völlig beseitigt.

Die kaledonische Faltung ist zu gliedern (St. X, S. 201) in

1. die „altkaledonische“ oder „takonische“ zwischen Untersilur (Ordovizium) und Obersilur (Gothlandium) und
2. die „jungkaledonische“ (kaledonische i. e. S.).

Diskordanzen zwischen Downtonian und Old Red in Irland, Schottland und England beweisen, daß die jungkaledonische Faltung wenigstens teilweise kurz vor Ablagerung des Old Red stattgefunden hat. Andererseits werden wir sehen, daß in mehreren Gebieten (Ardennen, Smölengebiet bei Throndjem, Spitzbergen) die Downtonstufe diskordant über älterem gefalteten Untergrunde erscheint; und wenn auch bisher niemals in einem Einzelprofile oder einem engeren Einzelgebiete in diesem gefalteten Grundgebirge unter der Downtonstufe älteres Obersilur nachgewiesen ist, wenn also auf Grund des Einzelprofiles die Faltung unter dem Downtonian auch als takonisch angesprochen werden könnte, so stößt diese Auffassung bei Betrachtung der Sachlage in etwas größerem Rahmen sowohl in den Ardennen wie auch im Smölengebiete auf erhebliche Schwierigkeiten, die bei Annahme einer besonderen vordowntonischen Faltung sich lösen.

Somit komme ich zu der Auffassung, daß die jungkaledonische Faltung in zwei durch die Downton-Zeit getrennten Unterphasen verlaufen ist, deren ältere,

die ardennische Faltung („Ridement des Ardennes“),

vor Ablagerung des Downtons, und deren jüngere, die ich nach ihrer Erkennbarkeit in Irland als

erische Faltung

bezeichne, zwischen Downtonstufe und Old Red eingetreten ist.

Die englischen Geologen pflegen ja die zwischen Ludlow und Old Red sich einschaltenden Passage Beds (Downton) noch dem Silur zuzuzählen, und bei diesem Verfahren wäre die ardennische Faltung jüngstsilurisch, die erische postsilurisch. Folgen wir aber dem Vorschlage von Barrois[1]) und seinen Schülern, die jetzt das Downtonian (= Unteres Gédinnien des Ardennengebietes) an die Basis des Devons stellen, so wäre die ardennische Faltung vordevonisch und die erische frühdevonisch.

---

[1]) Ch. Barrois, P. Pruvost, G. Dubois, Sur les couches de passage du Silurien au Dévonien dans le Bassin houiller du Pas-de-Calais. Compt. Rend. Ac. Sc. Paris 1918. S. 705—710.

Es ergibt sich also folgendes Schema der kaledonischen Faltungen:

	Unterdevon (Old Red)	
	erische Faltungsphase	jungkaledonische Faltung
Obersilur	Downton	
	ardennische Faltungsphase	
	Ludlow	
	Wenlock	
	Tarannon	
	Llandovery	
	takonische Faltungsphase:	altkaledonische Faltung
	Untersilur	

Den altkaledonischen Falten entsprechen die „Ordoviciden“, den jungkaledonischen die „Siluriden“ Rollin T. Chamberlins[1]). Eine zusammenfassende Besprechung der neueren Untersuchungen über die kaledonische Faltung, insbesondere derjenigen Holtedahls, hat kürzlich A. Born[2]) gegeben.

Es mag hier noch vermerkt sein, daß Ch. Schuchert in der 2. Auflage seines „Textbook of Geology“ (New York 1924, S. 204 und 205) insbesondere auf Grund der neuesten Untersuchungen von A. Keith im Gebiete westlich der Green Mountains (nördliches Vermont) von einer „Green-Mountain Disturbance“ spricht, die am Ende des Kambriums die alte „Neubraunschweig-Antiklinale“, die trennende Schwelle zwischen der akadischen und der St. Lorenz-Geosynklinale, wieder aufleben ließ. Dieser tektonische Vorgang äußert sich im Fehlen des tiefsten Ordoviziums im Bereiche der Neubraunschweig-Antiklinale und in mächtigen Geröllmassen, enthaltend Versteinerungen des Unteren und Oberen Kambriums, die in Nachbargebieten an der Basis des Ordoviziums liegen.

Aber der Beweis, daß hier ein orogener Akt vorliegt, ist nicht geführt, und so darf das Kambrium einschließlich seiner Ausgangszeit noch als anorogen gelten.

Auch die aus dem mittleren Ordovizium Fennoskandiens in der Literatur angegebenen tektonischen Bewegungen halten sich nach den bisherigen Untersuchungen durchaus noch im Rahmen der epirogenen Hebungen und Verbiegungen. Von einer angeblichen ordovizischen Gebirgsbildung in Finnmarken wird weiterhin noch die Rede sein.

---

[1]) Rollin T. Chamberlin, Diastrophism and the formative Processes VII, Periodicity of palaeozoic orogenic movements. Journ. of Geol., Bd. 22, 1914, S. 315—345.

[2]) A. Born, Zur Kenntnis des kaledonischen Gebirges. Geol. Rdsch., Bd. 14, 1923, S. 272 ff.

b) Britische Inseln

Die ältere („takonische") Phase der kaledonischen Faltung gibt sich auf den Britischen Inseln im südlichen Wales und in Zentralengland (Shropshire usw.) durch die z. T. außerordentlich starke Diskordanz zwischen Gothlandium und Ordovizium zu erkennen, während Gothlandium und Old Red unter Einschaltung des Downtonian konkordant miteinander verknüpft sind; sie zeigt sich im nordwestlichen Irland in der Diskordanz des Llandovery (ältestes Obersilur) über aufgerichteten älteren Schiefern, die auch noch Ordovizium umschließen. Jungkaledonische Faltungen kennen wir im westlichen und nordwestlichen Wales, Nordengland und den Southern Uplands Südschottlands, wie auch in Nordwestirland. Dabei sind Ludlow und Downton, soweit sie zusammen auftreten, konkordant miteinander verknüpft, während Downton und Old Red diskordant zueinander liegen. Soweit also der Nachweis möglich ist, gehört in den genannten britischen Gebieten die jungkaledonische Faltung in die erische Phase.

In Nordschottland ist die Sachlage die, daß Obersilur fehlt und also die im Liegenden des Old Red erkannte kaledonische Faltung keine genauere Altersbestimmung zuläßt. Ob die Diskordanz von Stonehaven (Kincardineshire) zwischen Downtonian und intensiv gefalteten älteren Schiefern, die als oberkambrisch gelten, schon auf die takonische oder erst auf die ardennische Faltung zurückgeht, ob sie also altkaledonischen oder jungkaledonischen Alters ist, muß dahingestellt bleiben. Die Verhältnisse sind ja vergleichbar den nachher zu besprechenden in der Zentralzone der Ardennen und im Smölengebiete westlich von Throndjem, und dort werden wir uns für das ardennische Alter der Faltung zu entscheiden haben. Ebenso mag die Sachlage in Kincardineshire sein, wenn ich auch nochmals hervorhebe, daß durch Annahme eines takonischen Faltungsaktes die Verhältnisse auch erklärbar sind, wie überhaupt auf den Britischen Inseln sichere Beweise für das Eintreten ardennischer Faltungsvorgänge nicht vorhanden zu sein scheinen.

Somit haben wir auf den Britischen Inseln erstens Gebiete, die nur takonisch (z. B. südliches Wales, Zentralengland; Diskordanz zwischen Unter- und Obersilur, Konkordanz zwischen Obersilur und Old Red), zweitens solche, die nur jungkaledonisch (z. B. nordwestliches Wales, Nordengland und Südschottland; Konkordanz zwischen Unter- und Obersilur, Diskordanz zwischen Obersilur und Old Red) und drittens solche, die takonisch und jungkaledonisch (z. B. nördliches Irland; Diskordanz zwischen Unter- und Obersilur, wie auch zwischen Obersilur und Old Red) gefaltet worden sind, wie auch viertens solche Gebiete, in denen nur ganz allgemein von „kaledonischer" Faltung gesprochen werden kann, ohne daß eine genauere Altersbestimmung sich ermöglichen ließe (z. B. südöstliches Irland, wo Diskordanz zwischen

Untersilur bezw. Oberkambrium und Old Red bei fehlendem Obersilur, oder bei Stonehaven, wo Downtonian über Kambrium).

In Wales und Zentral-England läßt sich ein Wandern der Faltung von Südosten (altkaledonische Faltung im südöstlichen Wales, in Shropshire usw.) nach Nordwesten (jungkaledonische Faltung im nordwestlichen Wales) erkennen, wie ich im folgenden Profilvergleich noch veranschauliche:

Südöstliches Wales, Shropshire usw.	Nordwestliches Wales
Old Red	Old Red
	erische Faltung
Downton	Downton
Ludlow	Ludlow
Wenlock	Wenlock
Tarannon	Tarannon
Llandovery	Llandovery
takonische Faltung	
Untersilur	Untersilur

c) Skandinavien und arktische Gebiete

α) Südliches Norwegen

Von der kaledonischen Faltung ist in Skandinavien im wesentlichen die Hochgebirgsregion betroffen, während die östlich davon liegenden Gebiete auch heute noch flache Lagerung der kambrisch-silurischen Sedimente erkennen lassen.

Für die genauere Alterbestimmung der kaledonischen Vorgänge Skandinaviens geht man zweckmäßig von zwei Gebieten aus, dem Throndjem- und dem Kristianiagebiete.

Im Inselgebiete westlich von Throndjem (Hitteren, Smölen)[1], d. h. in einer Region, die westlich der eigentlichen Throndjemer Silurmulde liegt, findet sich diskordant über älteren, z. T. sicher ordovizischen Gesteinsarten eine Schichtfolge, die nach den darin enthaltenen Fossilien von Kjaer als Äquivalent der Downtonstufe der Britischen Inseln, also als jüngstes Obersilur im Sinne der britischen Geologen, gedeutet worden ist. In dem gefalteten Gebirge unter der Downtonstufe stecken insbesondere Tiefengesteine und Tuffe, daneben auch Kalke, die nach Holtedahls Untersuchungen[2]) ordovizisches Alter besitzen. Dabei treten

---

[1]) Hans Reusch, Nogen Bidrag til Hitterens og Smölens Geologi. Norges geolog. Undersökelses Aarbok for 1914.

[2]) Olaf Holtedahl, Fossiler fra Smölen. Norges geolog. Undersökelses Aarbok for 1914.

die „kaledonischen“ Diorite intrusiv im ordovizischen Kalkstein auf, während sie andererseits in großer Menge an der Zusammensetzung des Basalkonglomerates der Downtonstufe beteiligt sind.

Wir haben also westlich von Throndjem eine Gebirgsbildung und Intrusion, die jünger ist als Ordovizium und älter als die Downtonstufe. Außerdem ist hier ein zweiter kaledonischer Faltungsvorgang durch die Aufrichtung, die die Downtonstufe erfahren hat, angedeutet.

Im Kristiania-Gebiete haben wir eine kontinuierliche Verknüpfung nicht nur von Unter- und Obersilur, sondern auch des früher als Old Red betrachteten Downton („Etage 10“) mit den unterlagernden marinen Ludlowschichten („Etage 9“); das Ganze ist im nördlichen Teile des Kristianiagebietes noch gefaltet. Hier ist also die Faltung jünger als die Downtonstufe.

Aus dem Vergleiche der Verhältnisse bei Hitteren und Smölen und derjenigen im Kristianiagebiete ergibt sich also, wie Holtedahl[1]) hervorgehoben hat, ein Wandern der Faltung von Westen nach Osten, d. h. in der Richtung auf das alte Vorland der kaledonischen Ketten.

Was nun die genauere Zeitlichkeit der älteren Faltung anlangt, so meinte Holtedahl (1920, S. 9), daß der Beginn der gewaltigen kaledonischen Deformationen ziemlich früh im Obersilur, und zwar nach der Llandovery-Zeit, eingetreten sein dürfte. Er hat diese Angabe in einer an mich gerichteten brieflichen Mitteilung dahin präzisiert, daß die Faltung „nicht früher als Ludlow und also nicht im Wenlock“ erfolgt sei.

Die Verhältnisse des Smölengebietes allein würde man ja zwanglos durch die takonische Faltung erklären können, und ich bin zunächst auch geneigt gewesen, dieses zu tun. Aber ich kann mich doch dem Gewicht der Gründe, die O. Holtedahl für ein jüngeres Alter der Smölener Faltung beibringt, nicht verschließen. Finden wir doch im Grundgebirge des Bergendistriktes in konkordantem Verbande mit Untersilur auch noch älteres Obersilur, und ebenso steckt älteres Obersilur im Grundgebirge des östlichen Throndjemgebietes (Kjölahaugen an der norwegisch-schwedischen Grenze). In diesen dem Smölendistrikte benachbarten Gebieten sind also Faltung und Gesteinsmetamorphose bestimmt von jungkaledonischem Alter, und damit bildet auch für den Smölendistrikt ein „ardennisches“ Alter der Faltung die nächstliegende Annahme.

Ein Beweis für das Vorhandensein takonischer Faltungsvorgänge ist bisher in Norwegen nicht geführt.

Für das Alter und Wandern der kaledonischen Faltungsvorgänge ergibt sich also in Norwegen folgendes Schema:

---

[1]) Olaf Holtedahl, Palaeogeography and Diastrophism in Atlantic — arctic Region during Paleozoic Time. Amer. Journ. of Science Vol. XIX, January 1921, S. 1—25.

Throndjemgebiet		Kristianiagebiet
	erische Faltung	
Downton		Downton
ardennische Faltung		Ludlow
		Wenlock
		Tarannon
Llandovery		Llandovery
Untersilur		Untersilur

β) Finnmarken

Für die Erklärung der tektonischen Verhältnisse in Finnmarken, mit denen wir besonders wieder durch Holtedahl[1]) vertraut gemacht worden sind, ziehen wir die bisher gemachten Erfahrungen über die Zeitlichkeit der kaledonischen Faltungsphasen heran. Wir haben in Finnmarken über einem Unterkambrium mit Hyolithen eine mächtige Serie, die als fragliches Altordovizium bezeichnet wird, und darüber mit scharfer Diskordanz die von Hans Reusch 1851 am Varangerfjord zuerst entdeckten, im Alter viel umstrittenen, von Holtedahl jetzt als vielleicht mittel- oder oberordovizisch angesprochenen Ablagerungen einer alten Eiszeit. Jünger als diese sind die „kaledonischen" Überschiebungen, Intrusionen und Metamorphosen.

Wir haben also auch in Finnmarken zwei Phasen tektonischer Vorgänge, von denen die jüngere unzweifelhaft die jungkaledonische ist. Das genauere Alter der älteren Phase ist nicht zu bestimmen, solange die für eine Altersdeutung in Frage kommenden Gesteinskomplexe noch von zweifelhaftem Alter sind. Aber ich möchte doch der Auffassung Holtedahls, der sie inmitten des Ordoviziums verlegt, nicht zustimmen, solange nicht auch aus anderen Weltteilen einmal orogene Vorgänge aus ordovizischer Zeit bekannt geworden sind. Nach allen bisherigen Erfahrungen ist aber die ordovizische Zeit eine anorogene, und erst in ihrem Ausgange sind Faltungen erfolgt. Auf Grund dieser allgemeineren Erfahrungen kann m. E. auch für die ältere Faltungsphase Finnmarkens nur ein takonisches oder ardennisches Alter in Frage kommen, und nach den oben mitgeteilten Erfahrungen im übrigen Skandinavien hat das ardennische Alter ein besonderes Maß von Wahrscheinlichkeit für sich. Das würde aber bedeuten, daß die zwischen den beiden Faltungsphasen abgelagerte tillitführende Sandsteinserie, d. h. also die bald für algonkisch, bald für kambrisch, bald für permisch und zuletzt für ordovizisch (s. o.) angesprochene Vereisung des Varanger-Gebietes, in die Downtonzeit zu verlegen wäre.

---

[1]) Olaf Holtedahl, On the Palaeozoic Formations of Finnmarken. Journal of Geology, XLVII, Febr. 1919.

Sollte die ältere Faltung aber nicht der ardennischen, sondern der takonischen Phase angehören, so bliebe immerhin ein obersilurisches Alter der Vereisung bestehen, nur könnte sie dann auch schon in das ältere Obersilur gehören[1]).

Wir erhalten also folgendes Schema:

jüngere Faltungsphase (erisch oder ardennisch)
Tillitführende Sandsteinserie des Varangerfjordes
ältere Faltungsphase (ardennisch oder takonisch)
Altordovizium? (Varanger- und Porsanger-Serie)
Unterkambrium (Hyolithus-Zone).

γ) Spitzbergen

In Spitzbergen folgt diskordant über dem stark gefalteten Heklahook-System, das zwar nicht hier, wohl aber auf der Bäreninsel Versteinerungen ordovizischen Alters führt[2]), ein „Old Red", das in seinem tiefsten Teile, der Red Bay-Serie, nach den paläontologischen Untersuchungen Kjaers vom Alter der Downton-Stufe ist[3]). Die Sachlage erinnert also an diejenige westlich von Throndjem und, wenigstens hinsichtlich der Lagerungsart des Downton, auch an diejenige bei Stonehaven in Schottland. Einstweilen kann die Entscheidung, ob die nach Ablagerung des Heklahook und vor der Downtonstufe eingetretene Faltung Spitzbergens takonischen oder ardennischen Alters ist, noch nicht gefällt werden. Sie würde sich als ardennisch erweisen, wenn es gelänge, im Heklahook-System auch Obersilur nachzuweisen.

Über der Red Bay-Serie liegt die unterdevonische Wood Bay-Serie, und zwischen beiden könnten nach Holtedahls Darstellung oro-

---

[1]) Auch aus Südost-Alaska (Heceta-Island) wird ja neuerdings eine obersilurische Vereisung durch Edw. Kirk („Palaeozoic Glaciation in Southeastern Alaska", Am. Journ. of Scienc., 1918, S. 511—515) angegeben. Weitverbreitet sind dort mächtige Konglomerate aus sehr heterogenem Material, enthaltend Geschiebe von 2—3 Fuß Länge und nach Kirk mit charakteristischer Glazialstreifung. Unter- und überlagert sind sie von marinen Kalken, deren Fauna von „wohl annähernd Jung-Niagara"-Alter ist. Auch im südöstlichen Britisch-Kolumbien werden Spuren einer obersilurischen Eiszeit vermutet (Francis P. Shepard, Possible Silurian Tillite in Southeastern Britisch-Kolumbia, Journ. of Geol. 1922, Bd. 30, S. 77ff.). Ferner könnten die „unterdevonischen" Glazialbildungen des Kaplandes schließlich jungobersilurischen Alters sein, denn sie werden von fossilführendem Unterdevon noch durch Schichten von 400 m Mächtigkeit getrennt; „genau genommen liegt also nur die oberere Altersgrenze der Glazialbildungen fest" (vgl. H. Cloos, Vorkarbon. Glazialbild. des Kaplandes, Geol. Rdsch. 1915, Bd. 6, S. 340).

[2]) Olaf Holtedahl, On the paleozoic Series of Bear Island, especially on the Heclahook-System. Norsk Geologisk Tidsskrift V, Heft II.

[3]) Olaf Holtedahl, On the Old Red Sandstone Series of North-Western Spitzbergen. Compt. rend. XII. Congrès géol. intern., Toronto, 1913, S. 707ff.

Joh. Kjaer, Spitzbergens devoniske faunaer. Forh. ved 16. skand. naturforskermöte 1916, S. 490ff.

gene Vorgänge nach Art einer Blockgebirgsbildung („Blockfaulting“) eingetreten sein, worin eine erische Dislokationsphase zum Ausdruck kommen würde.

Für Spitzbergen ergäbe sich also folgendes Schema:

Old Red, zu unterst die Wood Bay-Serie,
unbedeutende erische Dislokationen (?)
Downton-Stufe (Red Bay-Serie),
Hauptfaltung von sehr wahrscheinlich ardennischem Alter
Heklahook-System.

δ) **Grönland und benachbarte Inseln des arktischen Nordamerikas**

Die Fortsetzung der kaledonischen Faltung Skandinaviens und Spitzbergens wird, wohl nicht mit Unrecht, von L. Koch[1]) und Holtedahl[2]) im nördlichen Grönland und in den benachbarten Teilen von Grant-Land und Grinnell-Land gesucht. Die gefalteten Schichten Grinnell-Lands, die auf der Feilden-Halbinsel von sog. jüngerem Devon und Karbon diskordant überdeckt werden, bezeichnete Feilden 1878 als „Cape Rawson-Schichten“, wobei er sie für vorkambrisch hielt. Ihre Altersdeutung hat gewechselt. Nach den Ergebnissen der zweiten Thule-Expedition (1916—1918) bilden gefaltete Schichten, die mit dem Cape Rawson-System identifiziert werden, entlang der Nordostküste Grönlands den nördlichsten Gebirgszug der Erde. Den Südostfuß des Gebirgszuges begleitet eine Niederung, enthaltend die „postsilurische Sandsteinformation“, die nach Süden von fossilreichen Schichten obersilurischen Alters konkordant unterlagert ist. Diese „postsilurische“ Sandsteinformation ist örtlich noch mitgefaltet. Daraufhin und auf Grund der Überdeckung der mit der gefalteten Serie Grönlands für gleichaltrig gehaltenen Cape-Rawson Beds der Feilden-Halbinsel durch flachlagernde jungdevonisch-altkarbonische Schichten hält Lauge Koch die Faltung Nordgrönlands usw. für devonisch, vielleicht beginnend im oberen Silur. Auch Holtedahl spricht auf Grund der Mitteilung Kochs von einer „verzögerten kaledonischen Faltung“ und registriert sie in seiner Übersichtsskizze über die kaledonischen Faltungsvorgänge der atlantisch-arktischen Gebiete (a. a. O. S. 18) als „devonisch“.

Aber daß jene Sandsteinserie devonischen Alters sei, ist doch nicht sicher erwiesen, und sie könnte z. B. auch vom Alter des Downtonian, also noch obersilurisch, sein. Überhaupt ist die Kenntnis der

[1]) Lauge Koch, Stratigraphy of Northwest Greenland. Mededelser fra Dansk geologisk Forening, Bd. 5, Nr. 17, 1920.

[2]) Olaf Holtedahl, Palaeogeography etc. in Atlantic-arctic Region, a. a. O., S. 11ff.

einschlägigen stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse noch so voller Unsicherheiten, daß der Beweis dafür, daß die „kaledonische Faltung“ im nördlichen Grönland, wie auch jenseits des Robeson- und Kennedy-Kanals in Grant- und Grinnell-Land, ganz oder teilweise devonischen Alters, also „verzögert“ sei, noch nicht als sicher geführt gelten kann[1]).

d) Mittel- und Südeuropa

In Nordfrankreich ist die jungkaledonische Faltung im Boulonnais in der starken Diskordanz des Devons (Givétien) über gefaltetem Silur einschließlich Obersilur erkennbar; diese jungkaledonische Diskordanz ist bei Lens nach den Schachtaufschlüssen von Liévin (Konkordanz Ludlow-Passage Beds-Gédinnien) nicht mehr vorhanden, wohl aber weiter westlich auf belgischem Boden in Schachtaufschlüssen zwischen Valenciennes und Mons. Überhaupt ist die kaledonische Faltung in Belgien weithin nachzuweisen. Sie gab dem Brabanter Massiv seine Struktur und ist auch weiter südlich in der Crête du Condroz und in den ardennischen „Zentralmassiven“ von Rocroi und Stavelot erkennbar. Durch die Untersuchungen von Leriche wissen wir, daß das Gédinnien der zentralen Ardennen außer dem tiefsten Unterdevon auch noch jüngeres Obersilur umfaßt, und zwar sollen nach Leriche in dem „unteren“ Gédinnien Downtonian und oberes Ludlow vertreten sein, während Barrois und seine Schüler (a. a. O.) in ihm nur das Downton vertreten finden. Somit erkennen wir auch in den zentralen Ardennen die schon von Stonehaven, dem Throndjem-Gebiete und Spitzbergen erwähnte übergreifende Lagerung der Downton-Stufe. Das Liegende bildet Kambrium unter Ausfall des gesamten Silurs. In der nördlichen Randzone der Ardennen, d. h. entlang der Crête du Condroz, scheint nur der devonische Anteil des Gédinniens („oberes Gédinnien“) vertreten zu sein, das hier unter- und obersilurische Schichten diskordant überdeckt, wobei allerdings das Oberludlow und der oberste Teil des Unterludlow nicht vertreten sind. Legen wir nur die Verhältnisse entlang der Crête du Condroz zugrunde, so bleibt für die jungkaledonische Faltung Belgiens der Spielraum zwischen Unterludlow und Unterdevon; aber unter Hinzuziehung der Sachlage in den zentralen Ardennen ergibt sich das Alter der „ardennischen“ Faltung

---

[1]) Auch A. Born (a. a. O. S. 283) macht sich die Auffassung der „verzögerten“ kaledonischen Faltung Nordgrönlands zu eigen und zieht vergleichsweise die von L. J. Wills und B. Smith (The lower Palaeoz. Rocks of the Llangollen Distrikt with special reference to the Tectonics, Qu. Journ. Vol. 78, pt. 2, 1922, S. 167) als devonisch beschriebenen Faltungen im Llangollen-Distrikt (Wales) heran. Dort fehlt aber Devon, und die im Liegenden des Unterkarbons nachweisbare starke Faltung des Obersilurs ist nichts anderes wie die in Wales ja so weit verbreitete jungkaledonische (erische).

als älter als Downton (etwa Oberludlow), wie Barrois neuerdings gezeigt hat. Diese Faltung ist, wie Barrois gleichfalls hervorhebt, im Artois (Profile von Liévin) usw. nicht eingetreten. Es ergibt sich die eigenartige Sachlage, daß die jungkaledonische Faltung einerseits im südlichen Belgien bis zum französischen Grenzgebiete bei Valenciennes und andererseits im Boulonnais nachweisbar ist, daß sie aber im Zwischengebiete bei Lens usw. fehlt.

Südlich der Ardennen, d. h. in Gebieten, in denen der paläozoische Untergrund heute verhüllt ist, muß die kaledonische Faltung ausklingen. Jedenfalls haben wir einerseits in der normannisch-bretonischen Masse und andererseits in Böhmen, wie auch in den Ostalpen, keine kaledonische Faltung mehr, wie das Fehlen jeglicher Winkeldiskordanz zwischen Untersilur, Obersilur und Devon bezeugt.

Schwächere Andeutungen der jungkaledonischen Faltung geben sich aber nach bisher nicht veröffentlichten Untersuchungen von W. Schriel und Fr. Dahlgrün im Unterharz bei Benneckenstein-Hasselfelde-Stiege in der übergreifenden Lagerung des Unterdevons über schnell wechselnden Stufen des Obersilurs (nach Dahlgrün Graptolithenschiefer vom Alter des Llandovery bis Ludlow) zu erkennen. Downton scheint hier zu fehlen, und so muß dahingestellt bleiben, ob die jungkaledonische Faltung des Unterharzes der ardennischen oder erischen Unterphase zugehört.

Eine Region der ausklingenden kaledonischen Faltung ist auch das thüringisch-vogtländische Grundgebirge, wie die schon von Th. Liebe erkannte, zwar außerordentlich geringfügige und nicht einmal in Einzelaufschlüssen, sondern nur in der Verteilung von Untersilur und Obersilur im Liegenden des Devons erkennbare Diskordanz aussagt.

Demgegenüber ist in den Sudeten die kaledonische Faltung die Hauptfaltung, wie neuerdings E. Bederke[1]) gezeigt hat. Sie hatte mehr oder minder starke Gesteinsmetamorphosen und die Intrusion gneisgranitischer Massen im Gefolge. In den Westsudeten erweist sie sich einerseits als jünger als die gefaltete und metamorphe Phyllitformation der Grafschaft Glatz und als das Obersilur des Warthaer Gebirges und andererseits als älter als das Oberdevon. Eine Ergänzung dieses Befundes geben die Ostsudeten (Niederes Gesenke), in denen die Transgression über dem kaledonisch gefalteten Grundgebirge bereits im jüngeren Unterdevon einsetzte.

Ganz schwach waren auch die jungkaledonischen orogenen oder, wohl besser gesagt, „synorogenen“ Bewegungen, die sich in der Lagerung des Old Red über wechselnden älteren Schichten in der südlichen

---

[1]) E. Bederke, Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschr. d. Geol. und Paläont. Herausgegeben von W. Soergel, Heft 7, 1924.

Randzone des Baltischen Schildes zu erkennen geben (vgl. S. 17), während in Podolien völlige Konkordanz zwischen Obersilur und Unterdevon besteht.

In den französischen Pyrenäen soll bei Cierp Schichtungsdiskordanz zwischen Silur und Devon bestehen[1]). In Spanien wird nirgends eine Diskordanz zwischen Unter- und Obersilur angegeben, und im allgemeinen liegen auch Obersilur und Devon konkordant. Nur in der Sierra Morena soll nach Cortazor und Gonzalo y Tarin (vgl. Hdb. Reg. Geol. III, 3, S. 20) eine Diskordanz zwischen Obersilur und Devon vorliegen. Sollte sich diese bestätigen, so hätten wir auch hier die Andeutung einer kaledonischen, und zwar jungkaledonischen Faltung, die im allgemeinen aber in Südeuropa zu fehlen scheint. Auch in den Iberischen Ketten Nordspaniens scheinen sich örtlich tektonische Bewegungen, wenn auch wahrscheinlich sehr geringfügige, zwischen Silur und Devon ereignet zu haben[2]).

Im portugiesischen Anteile der Iberischen Meseta liegen im Gebiet von Portalegre die unterdevonischen San Mamede-Sandsteine nach der Darstellung von P. Pruvost[3]) konkordant auf jungobersilurischen Graptolithenschiefern, während Delgado Diskordanz angenommen hatte.

e) Afrika

Wie im Norden an Ureuropa, so wurden im Süden des silurischen Mittelmeeres an die alte Masse Afrikas durch kaledonische Faltungen neue Zonen angegliedert. Wir finden diese Faltungen, die zuerst von E. Haug[4]) und von R. Chudeau[5]) erkannt worden sind, in der südlichen Sahara, wie auch noch weiter südlich und südwestlich („Sahariden“ nach E. Sueß). Nach der Darstellung von Sueß (Antlitz der Erde, III, 2, S. 575) sind sie wenigstens z. T. älter als die flachlagernden obersilurischen Graptolithenschiefer, d. h. also takonischen Alters. Den Ausführungen von Lemoine (Hdb. Reg. Geol. III, 6a, Afrique Occidentale, S. 54/55) ist zu entnehmen, daß die Faltung z. T., wie in Zentral-Großbritannien, schon vor dem Obersilur, z. T. am Ende desselben erfolgt ist.

---

[1]) L. Carez, La Géologie des Pyrénées françaises, Fasc. III, S. 1774 (nach Garrigon). Mém. Carte géol. Fr. 1905.

[2]) A. Dereims, Recherches géolog. dans le Sud de l'Aragon. Thèses Fac. Sc. Paris 1898, S. 57, 192.

[3]) Pierre Pruvost, Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune. Communic. Commissão Serv. geol. Portugal, Tome X, 1914, S. 1ff.

[4]) E. Haug, Sur la structure géologique du Sahara central. C. R. Ac. Sc. Paris 1905, t. 141, p. 374. Vergl. auch E. Haug, Traité, S. 733.

[5]) R. Chudeau, Sur la géologie du Sahara. C. R. Ac. Sc. Paris 1905, t. 141, p. 566.

Auf takonisches Alter weist die Angabe von Chudeau[1]) hin, daß im unteren Teile der über den alten Falten transgredierenden Serie, die in ihrem oberen Teile altdevonische Fauna führt, Formen des amerikanischen Obersilurs auftreten.

f) Asien — Australien

In Persien und Armenien transgrediert das Mitteldevon über älteren, z. T. metamorph veränderten Gesteinen; auch hier ist mit der Möglichkeit kaledonischer Faltungen zu rechnen. Sehr ausgedehnte kaledonische Faltungen nimmt de Launay in seiner tektonischen Gliederung des asiatischen Kontinents (vgl. de Launay, La Géologie et les Richesses minérales de l'Asie; Paris 1911) in der südlichen Peripherie der alten Sibirischen Tafel an, indem er die unter der dortigen devonischen Transgression liegenden metamorphen Gesteine als Äquivalent der ungestörten kambro-silurischen Serie der Sibirischen Tafel auffaßt. J. Ahlburg (Goldlagerstätten Asiens, Ztschr. f. prakt. Geologie, XXI, 1913, S. 186) möchte allerdings jene fraglichen metamorphen Gesteine als präkambrisch deuten.

Nach Angaben von De la Touche[2]) sind in den Schan-Staaten (Brit. Burma) örtlich Diskordanzen zwischen junguntersilurischen und jungobersilurischen Schichten erkennbar.

In Australien sind sowohl takonische, wie jungkaledonische Faltungen nachgewiesen.

So war in Neu-Süd-Wales nach der Darstellung von Süßmilch[3]) die vor dem Obersilur eingetretene und von starken Intrusionen begleitet gewesene Faltung des Untersilurs (Ordoviziums) „eine der deutlichsten orogenen Perioden in der Geschichte des Landes". Weniger bedeutungsvoll scheint dort aber die postsilurisch-vordevonische Faltung gewesen zu sein, und in manchen Teilen des Landes liegen Silur und Devon konkordant miteinander. Auch im Gefolge dieser Faltung sind Intrusionen und Metamorphosen erfolgt.

Nach Anderson liegt in den Goldfeldern von Narrigundah (Neu-Süd-Wales) horizontales Devon diskordant über Silur[4]).

---

[1]) R. Chudeau, Tectonique de l'Afrique occidentale. Bull. Soc. géol. Fr. Sér. 4, 1918, t. 18, S. 59ff., insbes. S. 61.

[2]) De la Touche, Geol. of the northern Shan-States. Mem. Geol. Surv. India, XXXIX, Part. 2, 1913, S. 351.

[3]) C. A. Süßmilch, An Introduction to the Geology of New South Wales, 3. Aufl., 1922.

[4]) Vgl. H. J. Jensen, The Building of Eastern Australia. Proceed. Royal Soc. Queensland, Vol. XXIII, S. 149ff.

g) Amerika

Das klassische Land der takonischen Faltung ist der äußerste Osten des nordamerikanischen Kontinents. Sie hat dort ihren Namen nach den Taconic Mountains erhalten. Die sie beweisende Diskordanz ist schon 1859 durch H. D. Rogers in der „Geology of Pennsylvania" von Kingston beschrieben worden. Die Faltung findet sich von Virginia bis Neuengland, insbesondere im Gebiete des Piedmont-Plateaus und im Fortstreichen auf kanadischem Boden bis in die Gegend von Quebec, während sie in den eigentlichen Appalachien kaum angedeutet ist. In Neuengland bildet der Hudson die Westgrenze der damals gefalteten Zone.

Für die jüngere Phase der kaledonischen Faltung haben wir in Nordamerika wenig Anhalt. Kontinuität der Profile vom Silur bis zum Unterkarbon herrscht in den Rocky-Mountains und in den großen Plateau-Gebieten des Westens, wie auch weithin im Osten der Vereinigten Staaten, und wo im Osten und in den Zentralgebieten Transgressionen devonischer Schichten über Silur vorliegen, scheinen sie im allgemeinen nicht mit eigentlichen Diskordanzen, sondern nur mit „Diskontinuitäten" verknüpft zu sein. Synorogene Landhebungen sind demnach zwar eingetreten, aber es fehlt im allgemeinen an eigentlichen Faltungen. Solche kommen ausnahmsweise, und zwar als schwaches Vorspiel der permischen Hauptfaltung der Appalachien, in Virginia[1]) in der Diskordanz der devonischen Walker Black Shale über obersilurischen Schichten zum Ausdruck. Ferner glauben Brooks und Kindle[2]) in Alaska am oberen Yukon die im Liegenden des transgredierenden Mitteldevons erkennbaren Faltungen und Metamorphosen eines älteren Schichtsystems als spätsilurisch-frühdevonisch deuten zu dürfen.

In Südamerika kommt jungkaledonische Faltung im Bereiche der Brasilischen Masse in der Provinz Pará (Amazonas-Becken) in der schwachen Diskordanz des Unterdevons über Obersilur zum Ausdruck.

Ein vordevonischer Faltenzug umgürtet, im großen und ganzen parallel der brasilischen Ostküste verlaufend, die alte Brasilische Masse nach Osten. Einbezogen in die Faltung ist ein System schwachmetamorpher Sedimente, in denen bisher Versteinerungen nicht nachgewiesen worden sind. Es wird gelegentlich als altsilurisch, im allgemeinen aber als vorkambrisch bezeichnet. E. Sueß (Antlitz der Erde, II, S. 161—163) gibt nach den Darstellungen von O. Derby an, daß am Rio San Francisco

---

[1]) M. R. Campbell, Palaeozoic overlaps in Montgomery and Pulaski Counties, Virginia. Bull. geol. Soc. Am. 5, 1894, p. 171—190.

[2]) A. H. Brooks and E. M. Kindle, Palaeoz. and associated Rocks of the Upper Yukon, Alaska. Bull. Geol. Soc. Am. 19, 1908, p. 312—313.

[3]) E. C. Harder und R. T. Chamberlin, Geology of Central Minas Geraës, Brazil. Journ. of Geol. 23, 1915.

noch Silur in den Faltenbau einbegriffen sei. Nach Westen werden die Falten, wie z. B. in den Staaten Matto Grosso, São Paulo und Paraná und auch weiter nördlich ersichtlich ist, von flachgewelltem Devon überdeckt.

J. Keidel hat diesen vom Rio San Francisco bis zum La Plata reichenden Faltenzug einschließlich seiner Fortsetzung im Unterbau der pampinen Sierren des nordwestlichen Argentiniens als „Brasiliden" bezeichnet. Daraus, daß in den westlich der pampinen Sierren liegenden argentinischen Vorkordilleren ein Hiatus zwischen Unter- nnd Obersilur liegt, während letzteres unmerklich in das Unterdevon übergeht, möchte Keidel auf takonisches Alter der Brasiliden schließen. Er glaubt in ihnen die Fortsetzung der Sahariden Nordafrikas, die ja gleichfalls, wenigstens in der Hauptsache, takonischen Alters sind, zu erblicken. Im Bereiche der Anden wird das Fehlen des Obersilurs nach der untersilurischen Meeresbedeckung mit Bodenbewegungen der takonischen Phase in Verbindung gebracht.

Anhang: Orogenesen der Devonzeit

In Europa bezeichnen wir als „kaledonisch" jene Faltungen, die insbesondere im Norden gewirkt und hier das System der „Kaledoniden" geschaffen haben. Die Faltung erreichte, wie wir sahen, mit dem Ausgange des Silurs ihr Ende. Demgegenüber sind „variscisch" jene jüngeren Faltungsphasen, die das System der Varisciden südlich der Kaledoniden aufbauten. Sie haben nach der Devonzeit oder frühestens im Spätdevon eingesetzt. Zwar waren im Bereiche der Varisciden vielfach auch schon kaledonische Faltungen eingetreten, recht kräftig z. B. in den Ardennen und Sudeten. Aber diese bereits einmal gefaltet gewesenen Gebiete wurden erneut kräftig gefaltet und in die Varisciden einbezogen.

Nun ist aber die zeitliche Trennung zwischen kaledonischer und variscischer Faltung deswegen etwas unsicher, weil auch im Devon, auch abgesehen vom spätesten Devon, Orogenesen erweisbar sind, wenn mit Sicherheit bisher nur solche von relativ geringer Bedeutung. Es erhebt sich die Frage, ob man sie als kaledonische Nachläufer oder als variscische Vorläufer ansehen soll.

In Einzelfällen ist die Entscheidung dieser Frage wohl zu treffen. So mag man die gleich zu besprechenden Faltungen im schottischen Devon, als im Bereich der Kaledoniden liegend, als Ausklang der kaledonischen Faltung betrachten. Dagegen wird man in den zu erwähnenden schwachen unterdevonischen tektonischen Bewegungen im Unterharz

---

[1]) J. Keidel, Sobre la distribucion de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina. Bol. Acad. Nac. Córdoba, 1922, XXV, S. 239—368, insbes. S. 313ff. u. Taf. II.

ebensogut einen Nachklang der dort erkennbaren kaledonischen Vorgänge, wie einen Vorläufer der variscischen Faltung erblicken. Die Trennung wird eben dann schwierig, wenn es sich um Gebiete mit sowohl kaledonischer wie variscischer Faltung handelt und die ganze variscische Faltung schließlich ein Fortgang der kaledonischen ist.

Wenn ich also die devonischen Faltungen, um ihnen nicht ein Sonderkapitel neben den drei großen postkambrischen Faltungsären einräumen zu müssen, im Anschluß an die kaledonischen Faltungen behandle, mit Ausnahme der zur variscischen Faltung gestellten „jüngstdevonischen“ der östlichen Vereinigten Staaten, die dazu vielleicht erst nachdevonisch ist, so will ich damit durchaus nicht sagen, daß sie, wenigstens zum Teil, nicht besser zur variscischen Faltung zu stellen wären. Solche Fragen mögen später einmal ihre Klärung finden, wenn wir erst in der Kenntnis devonischer Faltungen vorangeschritten sein werden.

Bekannt sind seit langem die Diskordanzen zwischen dem Lower und Upper Old Red in Südschottland. Sie ergeben, daß im Gebiete des Midland-Valley das Lower Old Red vor Ablagerung des Upper Old Red bereits in deutliche Sättel und Mulden gelegt war, während hier das Upper Old Red auch heute noch fast horizontal liegt und Middle Old Red fehlt. In den Cheviot-Hills greift Upper Old Red mit scharfer Diskordanz auf Lower Old Red, Obersilur und Untersilur über. Demgegenüber ist in den Old Red-Ablagerungen von Südwales und Shropshire keinerlei Diskordanz vorhanden.

Aus dem Lahngebiete hat Joh. Ahlburg[1]) tektonische Bewegungen aus dem Beginn des oberen Mitteldevons beschrieben, die in der Diskordanz der Stringocephalen-Schichten über verschiedenen Gliedern des Silurs, Unterdevons und älteren Mitteldevons (einschließlich der Äquivalente der Calceola-Schichten) zum Ausdruck kommen. Und wenn auch der eine oder andere Einzelfall der kritischen Nachprüfung nicht standhalten mag, so dürfte die Tatsache des Vorhandenseins von schwachen orogenen Bewegungen in der von Ahlburg angenommenen Zeit wohl Bestand haben.

An die Verhältnisse im Nassauischen wird man erinnert, wenn in den Vogesen (Breuschtal) älteres Mitteldevon aufgearbeitet in z. T. groben Geröllmassen des jüngeren Mitteldevons auftritt. Auch hier scheinen etwa an der Grenze von Unterem und Oberem Mitteldevon

---

[1]) Joh. Ahlburg, Erl. z. d. Blättern d. Lfg. 208 d. geol. Spezialkarte v. Preußen. Berlin 1918.

Joh. Ahlburg, Über die Verbreitung des Silurs, Herzyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehung zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Jb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. XL, 1919, T. I, S. 1ff., insbes. S. 7—9.

W. Kegel, Abriß der Geologie der Lahnmulde (nach Joh. Ahlburg). Abhdl. Preuß. geol. Landesanst., N. F., Heft 86, 1922, S. 75.

stärkere Bodenbewegungen eingetreten zu sein; aber ob sie auch hier zu Erscheinungen von orogener Art geführt haben, steht dahin.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß alle die genannten tektonischen Vorgänge ein und derselben orogenen Phase angehören, deren zeitliche Festlegung ja im Nassauischen aufs beste ermöglicht ist.

Schließlich würde man dieser Phase auch Denckmanns[1]) „präsideritische" Faltung des Siegerlandes (nach Denckmann spätunterdevonisch bis frühmitteldevonisch) einreihen können, wenn deren devonisches Alter überhaupt zutrifft. Aber dagegen bestehen einstweilen noch Bedenken. Von vornherein wäre ja schon verwunderlich, daß die nordöstlich streichende Hauptfaltung des Rheinischen Schiefergebirges in einem Einzelgebiete so viel älter wäre als in anderen Teilen des gleichen Gebirges, wo die Möglichkeit der genaueren Altersbestimmung gegeben ist. Daß nun die Hauptfaltung des Siegerlandes „präsideritisch" ist, d. h. älter als die Spateisensteingänge, steht ohne weiteres fest, aber das devonische Alter dieser sideritischen Gänge ist wohl noch zu diskutieren. Es wird begründet mit der Beobachtung von H. Lotz[2]), daß in der jetzt auflässigen Grube Glaskopf bei Biersdorf „Diabasgänge" den Spateisenstein durchsetzen und ihn lokal zu Magneteisenstein umgewandelt haben. „Da Diabase in der nächsten Umgebung des Siegerlandes vom Mitteldevon an bekannt sind, so ist die Entstehungszeit des Spateisensteins in die Zeit des jüngeren Devons, vom Mitteldevon an aufwärts, zu verlegen" (Denckmann, a. a. O., S. 55). Aber ist die Bestimmung des, wie es scheint, noch nicht einmal sehr frischen Gesteins der heute nicht mehr zugänglichen Grube Glaskopf als „Diabas", d. h. als paläozoisches Eruptivgestein, wirklich unanfechtbar? Kann es sich nicht um einen „Basalt", d. h. das tertiäre Äquivalent des Diabases, gehandelt haben, wie auch sonst[3]) Basalte im Siegerlande auftreten und zur Veränderung von Spateisen zu Magneteisen geführt haben? Wie heikel ist doch oft selbst bei frischem Material die Entscheidung, ob ein „Diabas" oder ein „Basalt" vorliegt. Und letzten Endes nur auf der Bestimmung des fraglichen Gesteins als „Diabas" beruht die Annahme des devonischen Alters der Hauptfaltung des Siegerlandes. Ist aber der „Diabas" der Grube Glaskopf ein Basalt, so verliert das Siegerland die ihm hinsichtlich des Alters der Faltung und Gangbildung zugewiesene Sonderstellung.

---

[1]) A. Denckmann, Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge, Teil I. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 6, Berlin 1912.

[2]) H. Lotz, Beiträge zur Kenntnis vom Alter der Siegerländer Erzgänge. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1907, S. 251.

[3]) vgl. u. a. Busz, Über die Umwandlung von Spateisenstein in Magneteisen durch Kontakt. Centralbl. f. Min. usw. 1901, S. 489.

Älter als die schwachen Orogenesen (z. T. auch wohl nur Synorogenesen) im Lahngebiete und in den Vogesen sind nach demnächst zur Veröffentlichung gelangenden Untersuchungen von W. Schriel schwache tektonische Vorgänge im Unterharz, die immerhin wohl als „Orogenesen" anzusprechen sind. In der Gegend von Benneckenstein usw. liegt nämlich ein an seiner Basis konglomeratisches Schichtsystem, das in seinem tiefsten Teile Fauna des Unterkoblenz führt, übergreifend auf sehr wechselnden älteren Schichten, einschließlich älterem Unterkoblenz. Somit ist das Alter des tektonischen Vorganges (im jungen Unterkoblenz) gut festgelegt. Wir befinden uns nun in einem Gebiete, in dem nach den Untersuchungen von W. Schriel und F. Dahlgrün auch kaledonische Faltungen gewirkt haben (s. S. 73), und deshalb würde sich die z. T. sehr kräftige Diskordanz des jüngeren Unterkoblenz über Silur auch schon durch die kaledonische Faltung erklären. Die schwache intradevonische Faltung kommt aber dadurch zum Ausdruck, daß das jüngere Unterkoblenz auch das diskordant zum Silur liegende ältere Unterkoblenz abschneidet. Mit der Möglichkeit ihres Vorhandenseins in der Gegend von Lauterberg hatte auch schon A. Bode gerechnet[1]).

2. Die variscischen Gebirgsbildungen

a) Allgemeines

Ich gebrauche die Bezeichnung variscisch[2]) für die Gesamtheit der karbonisch-permischen Gebirgsbildungen, also unbekümmert um ihre wechselnde Richtung und Art und auch nicht in Beschränkung auf den von E. Sueß zunächst als „variscisch" bezeichneten Teil des alten Faltungssystems, der vom französischen Zentralplateau bis nach Schlesien reicht, auch nicht in Beschränkung etwa auf die „Altaïden" im Sinne von E. Suess, sondern eben für die jungpaläozoische Gebirgsbildung in aller Welt. Abzulehnen ist vor allem die mehrfach in der Literatur zu findende Verwendung der Bezeichnung variscisch für eine Richtung, denn schon das variscische Gebirge im engsten Sinne hat ja im Zusammenhang mit seiner Bogenform wechselnde Richtung, nämlich nordöstliche westlich der Elbe, nordwestliche östlich dieses Flusses. Ich

---

[1]) A. Bode, Über das Hercyn und rheinische Unterdevon des Harzes, besonders der Gegend von Bad Lauterberg. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt. 1921, Bd. XLII, S. 187 ff., insbes. S. 242/243.

[2]) E. Zimmermann hat vorgeschlagen, die Sueßsche Bezeichnung variscisch in die nach ihm sprachlich richtigere Form varistisch abzuändern, und manche Autoren sind ihm darin gefolgt, so daß man neben variscisch jetzt häufig varistisch liest. Ich bleibe im folgenden aber bei der ursprünglichen Sueßschen Wortform. Zu welcher Verwirrung würde es führen, wenn wir unsere geologischen und wohl gar auch paläontologischen Eigennamen plötzlich nach philologischen Gesichtspunkten revidieren wollten.

gebrauche also „variscisch“ im Sinne der Bezeichnung „hercynisch“ der französischen Literatur. Es ist bedauerlich, daß hinsichtlich des Begriffes hercynisch eine gewisse Verwirrung besteht. Er ist ja für das „nordwestliche Gebirgssystem“ Leopold v. Buchs gegeben worden, also für eine Richtung, und in der deutschen Literatur ist „hercynisch“ auch heute noch eine Richtungsbezeichnung. So sprach auch E. Sueß (Antlitz der Erde, I (1885), S. 160 und III, 2 (1909), S. 32) von der hercynischen Richtung und den hercynischen „oder nordwestlichen“ Brüchen. Die Verwendung der Bezeichnung hercynisch für die jungpaläozoische Faltung des Armorikanischen Bogens in Frankreich, der ja dort im wesentlichen hercynisch (nordwestlich) verläuft, erschien naheliegend, aber Marcel Bertrand hat die Bezeichnung darüber hinaus auf die Gesamtheit des jungpaläozoischen Faltensystems angewandt, ganz unbekümmert um dessen wechselnde Richtungen. Er war sich dabei der Abweichung vom ursprünglichen Sinne des Wortes hercynisch sehr wohl bewußt und hat erwartet, daß man einen besseren Ausdruck vorschlagen würde[1]). Das ist aber unterblieben, und so hat sich die Bezeichnung hercynisch in der französischen und auch sonst vielfach in der außerdeutschen Literatur für die jungpaläozoische Faltung eingebürgert, und aus Leopold v. Buchs „hercynischem System“, das alle nordwestlich streichenden Gebirgszüge umfassen sollte, ist unter der französischen Übersetzung „système hercynien“ etwas ganz anderes geworden. Die bestehende Verwirrung ist m. E. nur dadurch zu beheben, daß man auf die Urbedeutung des Begriffes hercynisch zurückgreift. Jedenfalls mag man es den deutschen Geologen nicht verdenken, daß sie die Bezeichnung „hercynisch“ als gleichbedeutend mit „variscisch“ oder „variscisch-armorikanisch“ ablehnen, wo doch das variscische Gebirge im größten Teile Deutschlands senkrecht zu jener Richtung steht, für die die Bezeichnung hercynisch ursprünglich gegeben und für die sie heute noch ziemlich allgemein in Deutschland in Gebrauch ist.

Neben der nicht nur in der älteren, sondern auch noch in der jüngeren Literatur zu findenden Behauptung der Kontinuität der variscischen Gebirgsbildung steht schon seit längerem die Erkenntnis ihres Gebundenseins an einzelne Phasen nebst den Versuchen, diese Phasen zeitlich festzulegen. Neben derartigen Darlegungen, die sich auf Einzelgebiete beziehen und von denen bei den nachfolgenden Einzelbetrachtungen zum Teil die Rede sein wird, finden wir auch schon die Versuche,

---

[1]) Marcel Bertrand, Continuité du phénomène de plissement etc., a. a. O., S. 119, Anm. 3: „Das Wort Chaîne hercynienne, das ich für die Gesamtheit der karbonischen Falten Nordeuropas vorgeschlagen habe, ist nicht ohne Grund kritisiert worden, weil der ihm von mir gegebene Sinn eine Erweiterung und folglich eine Abweichung vom ursprünglichen Sinne ist. Ich benutze es weiter und erwarte einen besseren Vorschlag.“

das gesamte Phänomen der karbonisch-permischen Gebirgsbildung über die Grenzen der Länder und Erdteile hinweg zeitlich zu gliedern. So hat E. Sueß im „Antlitz der Erde“ immer wieder zwei Diskordanzen, nämlich diejenige unter dem Unterkarbon und diejenige unter dem Oberen Oberkarbon bezw. Rotliegend, als geradezu bezeichnend für die „Altaïden“ hervorgehoben. F. Frech[1]) unterscheidet drei Phasen der variscischen Gebirgsbildung, nämlich erstens eine energische Faltung „in der Mitte der Karbonzeit“ („sudetische oder intrakarbonische Faltung“), zweitens eine ausgedehnte und intensive Faltung „in oberkarbonischer bis postkarbonischer Zeit“ und drittens Bruchbildungen im jüngeren Rotliegend. Dabei sollen sich nach Frech die Faltungsvorgänge je nach Länge des zeitlichen Intervalls zwischen den gefalteten und den diskordant die Falten überdeckenden Schichten in die Länge gezogen haben.

Haug hat in seinem „Traité de Géologie“ in einer großen Zahl von verstreuten Einzelangaben, wie auch in einer Zusammenstellung über die tektonischen Bewegungen der karbonisch-permischen (anthrakolithischen) Periode (S. 829—835) äußerst wertvolles Material über die variscischen Faltungen in allen Weltteilen gebracht. Nach ihm liegt die Hauptfaltung zwischen dem Unterkarbon und der Transgression der Uralstufe (Oberes Oberkarbon), während eine zweite Faltung nach dem älteren Perm (Artastufe) eingetreten ist. Hinzukommen soll als Ausnahmefall eine Faltung nach dem Oberperm.

Nach meiner Auffassung (St. XI, S. 218/19) hat sich die variscische Gebirgsbildung in vier Hauptphasen abgespielt, die ich als

bretonisch (zwischen Oberdevon und Unterkarbon),
sudétisch (zwischen Unterkarbon und Unterem Oberkarbon[2]),
asturisch (zwischen Unterem und Oberem Oberkarbon),
saalisch (zwischen Unterem und Oberem Rotliegend)

bezeichnet habe. Ihnen gegenüber bedeutet eine fünfte, die pfälzische Phase zwischen Oberperm und Trias, nur einen sehr schwachen Ausklang der variscischen Faltung. Insgesamt ergibt sich nebenstehende Übersicht der variscischen Faltungsphasen.

Es bleibt abzuwarten, ob sich beim Fortgange der geologischen Untersuchungen noch andere Zeitabschnitte, vielleicht solche innerhalb des Unterkarbons, als orogen erweisen werden. Einstweilen scheinen sich aber die bisher bekannten orogenen Vorgänge (selbstverständlich unter Ausscheidung aller jener Fälle angeblicher „Gebirgsbildung“, die

---

[1]) F. Frech, Lethaea palaeozoica, II. Bd., 1897—1902, S. 405.

[2]) Ich gebrauche die Bezeichnung „sudetisch“ im Anschluß an F. Frech (a. a. O.), wobei ich natürlich die Frechsche Auffassung des verschiedenzeitlichen Aufhörens dieser überall nach dem Unterkarbon „gleichzeitig“ einsetzenden Faltung ablehne.

Übersicht der variscischen Faltungsphasen

	Trias				
	Pfälzische Faltung				
Oberperm (Neodyas)	Zechstein		Thuringien	(„Oberperm“)	„Perm“ d. Russen
Unterperm (Palaeodyas)	Oberrotliegend		Saxonien	(„Mittelperm“)	
	Saalische Faltung				
	Unterrotliegend	Lebacher Sch. („Mittelrotliegend“)	Autunien	(„Unterperm“)	Artastufe („Permokarbon“)
		Cuseler Sch. („Unterrotliegend“)			
Oberkarbon (Pennsylvanian)	Oberes Oberkarbon: Ottweiler Sch.		Stéphanien	(„Oberkarbon“)	Uralstufe
	Asturische Faltung				
	Unteres Oberkarbon	Saarbrücker Sch.	Westfalien (einschl. Namurien)	(„Mittelkarbon“)	Moskaustufe
		Waldenburger Sch.			
	Sudetische Faltung				
Unterkarbon (Dinantien, Mississippian)	Viséstufe				
	Tournaistufe				
	Étroeungtstufe				
	Bretonische Faltung				
	Oberdevon				

durch epirogene Vorgänge zu erklären sind,) dem gegebenen Schema der Phasen einzufügen.

Der bretonischen Faltung entsprechen bei R. T. Chamberlin (a. a. O.) etwa die „Devoniden“, der sudetischen etwa die „Kulmiden“, der asturischen etwa die „Westphalo-Karboniden“ und der saalischen etwa die „Permo-Karboniden“.

Natürlich sind in vielen Fällen die Intervalle, innerhalb deren eine variscische Faltung eingetreten ist, so groß, daß eine eindeutige Zuteilung zu einer Faltungsphase nicht möglich ist, sondern die Zugehörigkeit zu zwei oder gar noch mehr Phasen in Frage kommt. Z. B. ist bei fehlendem Unteren Oberkarbon schon von vornherein die Entscheidung über die Zuteilung eines im Liegenden des Oberen Oberkarbons nachweisbaren Faltungsvorganges zur sudetischen oder asturischen Phase unmöglich gemacht. In solchen Fällen kann dann nur von „sudetisch-asturischer“ Faltung (im Sinne von sudetisch oder asturisch) die Rede sein.

Die in Klammern den nachfolgenden Ausführungen eingefügten römischen Zahlen beziehen sich auf eine am Ende des Kapitels „variscische Gebirgsbildung“ gegebene Zusammenstellung von Profilen einzelner Faltungsgebiete.

b) Die Phasen der variscischen Gebirgsbildung in Europa

α) Die bretonische Gebirgsbildung in Europa

Die zwischen Oberdevon und Unterkarbon liegende Orogenese habe ich wegen ihrer besonders guten Erkennbarkeit in der Bretagne als die „bretonische“ bezeichnet. Große Bedeutung hat namentlich E. Sueß der nach ihm „für die Altaïden so bezeichnenden Diskordanz“ unter dem Unterkarbon, dem „ersten Vorläufer in der Bildung der Altaïden“[1]), beigelegt.

In der Bretagne (XII)[2]) haben wir in der Mulde von Laval (Bassin du Maine)[3]) eine geschlossene und in sich konkordante devonische Serie. Sie ist gefaltet vor Ablagerung des Unterkarbons, das sich mit einem Basalkonglomerat, enthaltend devonische Gesteine, und mit scharfer Winkeldiskordanz über die verschiedenen Stufen des Devons hinweglegt und selbst wieder vom Oberen Oberkarbon (Stéphanien) diskordant überdeckt wird. Im Becken von Ancenis (Becken der Basse Loire)[4]), dem einzigen Becken Frankreichs, das alle drei Hauptabteilungen des Karbons, nämlich Dinantien, Westfalien und Stéphanien, aufweist, liegt das Unterkarbon meist auf Silur; strichweise schiebt sich aber auch Devon ein, und die Diskordanz zwischen diesem und dem Unterkarbon (Chop Choux) beweist auch hier die vorkarbonischen Bewegungen.

Im Norden des Rheinischen Schiefergebirges (I) ist im allgemeinen, z. B. auch in den Ardennen, Konkordanz zwischen Devon und Karbon gewahrt, und zwar auch dann, wenn geringe Schichtlücken unter dem Unterkarbon auf vorübergehende Verlandungen schließen lassen. Recht erhebliche Diskordanzen zwischen Unterkarbon und jüngerem Devon, die auf örtlich stärkere, bis zur teilweisen Aufrichtung des Oberdevons gesteigerte Faltung hinweisen, hat Herm. Schmidt[5]) in der Gegend von Warstein aufgefunden.

Im Osten des Rheinischen Schiefergebirges liegt in der Gegend von Wetzlar[6]) (II) diskordant über den gefalteten und eingeebneten Schichten der östlichen Lahnmulde die Gießener Grauwacke. Sie wird von Kegel, wie demnächst von ihm veröffentlicht werden wird, mit

---

[1]) E. Sueß, Antlitz der Erde, III, 2, S. 6.

[2]) Betreffs der dem Text mehrfach eingefügten eingeklammerten römischen Zahlen vergleiche den Schlußsatz des vorigen Abschnittes.

[3]) P. Oehlert, VIII. Congrès Géol. Intern. 1900, Guide VI; ferner Bl. Laval 1:80000, aufgen. von Oehlert, Bigot und Matte, 1905.

[4]) Bl. Ancenis 1:80000, aufgen. von E. und L. Bureau, ersch. 1890. Vergl. auch Réunion Soc. géol. France à Nantes, 1908. Bull. Soc. géol. Fr., Série 4, Bd. VIII, S. 594 ff.

[5]) H. Schmidt, Das Oberdevon-Kulm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. 1920, Bd. XLI, Teil I, S. 244 ff, insbes. S. 310 ff.

[6]) Vergl. W. Kegel, Geologie der Lahnmulde (nach Joh. Ahlburg). Abh. Pr. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 86, Berlin 1922.

triftigen Gründen für kulmisch gehalten, so daß die in ihrem Liegenden nachweisbare starke Faltung des Devons in die bretonische Phase einrückt.

Andeutungen der bretonischen Faltung ergeben sich im Unterharz (VI), und zwar in der Gegend von Benneckenstein-Stiege, nach bisher nicht veröffentlichten Untersuchungen von W. Schriel aus der Transgression des Kulms über sehr wechselnden Schichtgliedern des Devons und Silurs.

Vielleicht hat die bretonische Faltung im Rheinischen Schiefergebirge und Harz eine Vorphase gehabt. Aus diesen Gebirgen ist nämlich übergreifende Lagerung der Cypridinenschiefer des obersten Oberdevons und ihrer Äquivalente durch A. Denckmann, L. Beushausen, M. Koch und R. Wedekind beschrieben worden, und R. Wedekind[1]) will auch Dislokationen aus der Zeit vor Ablagerung des „Fossley", d. h. der sauerländischen Cypridinenschiefer, im westlichen Sauerlande erkannt haben. Weitere Bestätigungen bleiben wohl abzuwarten.

Eine gewisse Bedeutung kommt der kulmischen Diskordanz vielleicht in Sachsen (VIII) und jedenfalls in den Sudeten (IX) zu, wenn auch in vielen Teilen Sachsens (z. B. Vogtland) eine völlige oder fast völlige Konkordanz zwischen Oberdevon und Kulm besteht. Nach F. E. Sueß[2]) soll das Kulm in diesen Teilen des variscischen Bogens sogar eine entfernt ähnliche Rolle spielen, wie die Gosau in den Alpen nach der vorgosauischen Faltung; aber sicherlich hat er die Bedeutung der vorkulmischem Faltung für Sachsen und Sudeten, wie vor ihm sein Vater E. Sueß, weit überschätzt, in den Sudeten zu ungunsten weit älterer (kaledonischer) Faltungsvorgänge. Jedenfalls scheint dort, wo in den Sudeten Kulm mit Devon in Kontakt kommt, die Diskordanz unter dem Kulm im allgemeinen nur gering zu sein. Nachdem schon Dathe[3]) sie im sudetischen Niederschlesien erkannt hatte, hat neuerdings E. Bederke (a. a. O., S. 45) wieder auf die „deutliche, wenn auch geringfügige" Diskordanz, die in den Westsudeten im Norden des Eulengebirges Oberdevon und Kulm trennt, als Anzeichen für die bretonische Faltung der Sudeten hingewiesen. In den Ostsudeten hat Tietze[4]) unbedeutende Diskordanzen zwischen Devon und Kulm bekannt gemacht.

---

[1]) R. Wedekind, Über Transgressionen im Oberdevon. 7. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver., 1914, S. 34.

[2]) F. E. Sueß, Neuere Arbeiten zur Geologie des Erzgebirges. Mitt. Geol. Ges. Wien 1917, Bd. X, S. 149.

[3]) E. Dathe, Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und Kulm am Kalkberge bei Ebersdorf in Schlesien. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1900, Bd. XXI, S. 214 ff.

[4]) E. Tietze, Gegend von Olmütz. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 1893, S. 399—566, insbes. S. 556. Erl. z. Bl. Freudenthal, Wien 1898, S. 22. Geogn. Verhältnisse d. Gegend v. Landskron und Gerwisch. Jahrb. K. K. Reichsanst. 1901, S. 690.

Daß es dort aber auch nicht an kräftigeren bretonischen Orogenesen gefehlt hat, ergibt sich daraus, daß nach R. Kettner[1]) das Devon Isoklinalfaltung, der Kulm aber viel flachere Lagerung zeigt.

Daß in den Vogesen (IV) vorkulmische Faltungen vorhanden sind, hat eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich, wenn der sichere Beweis auch wegen des nirgends vorhandenen Kontaktes zwischen Devon und Kulm nicht zu führen ist. Im Schwarzwald sind ja bisher überhaupt keine älteren Schichten als Kulm durch Fossilien sicher belegt.

In Spanien liegt das Dinantien im allgemeinen konkordant über Devon, doch werden auch Diskordanzen in seinem Liegenden angegeben, so in der Sierra de la Demanda und in der Provinz Badajoz[2]). Nach E. Sueß besteht die Diskordanz unter dem Unterkarbon noch in Portugal (Antl. d. Erde III, 2, S. 6) und im Balkangebirge (ebenda, S. 16), aber in Portugal liegt nach neueren Arbeiten (vgl. P. Pruvost a. a. O) das Unterkarbon völlig konkordant auf dem Oberdevon. Alles in allem scheint die bretonische Faltung in Südeuropa kaum irgendwie bedeutungsvoll gewesen zu sein, und P. Pruvost hebt sogar für Südeuropa das Fehlen von Diskordanzen zwischen Devon und Karbon im Gegensatz zur Brétagne hervor.

Bedeutsame Dislokationen haben sich im südlichen Schottland zwischen Old Red und Unterkarbon abgespielt. In dieser Zeit entstand der südliche Randbruch des schottischen Grabens. Ferner sind Verwerfungen aus der Zeit zwischen Old Red und Kulm aus Spitzbergen bekannt[3]).

β) Die sudetische Gebirgsbildung in Europa

Die sudetische Phase der variscischen Faltung liegt zwischen Unterkarbon und ältestem Oberkarbon, ganz vielleicht auch schon im jüngsten Unterkarbon. Sie ist, wenigstens auf deutschem Boden, die Hauptphase der variscischen Faltung. Allerdings ist sie verhältnismäßig schwach gerade in jenem Gebiete gewesen, auf das die Frechsche Bezeichnung sudetisch hinweist.

In den Sudeten Niederschlesiens (VIII) besteht nämlich im allgemeinen nur eine verhältnismäßig geringe Diskordanz zwischen Kulm und Oberkarbon, die den Faltungsprozeß in nachkulmischer und vor-oberkarboner Zeit andeutet, während die Hauptfaltung schon vor dem Devon (kaledonische Faltung) eingetreten war. Immerhin zeigt der Kulm stellenweise noch überkippte Falten (vgl. Bederke, a. a. O.,

[1]) R. Kettner, Contribution à la connaissance de la structure des terrains du Culm dans la Silésie d'Opava. Jahrb. Tschech. Geol. Landesanst., Bd. I, 1919/20, S. 117.

[2]) R. Douvillé, Handb. Reg. Geol. Espagne, S. 30, 140.

[3]) A. G. Nathorst, Beiträge zur Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Upsala 1910, Vol. X, S. 261 ff.

S. 39). Dabei beginnt die nach der sudetischen Faltung abgelagerte Serie im allgemeinen mit den Waldenburger Schichten, doch außerhalb des Verbreitungsgebietes dieser auch mit den Weißsteiner Schichten (jüngeres Unteres Oberkarbon), so bei Reichhennersdorf, oder gar mit den Saarbrücker (Schatzlarer) Schichten, wie südöstlich von Waldenburg, bei Ebersdorf und wie vor allen Dingen am (böhmischen) Westrande der Mittelsudetischen Mulde.

Unbeträchtlich ist auch die Faltung sudetischen Alters, die sich in Oberschlesien in der geringen Diskordanz zwischen Oberkarbon und Unterkarbon verrät. Es ist zwar als Einwendung gegen diese Diskordanz geltend gemacht worden, daß bei Ostrau Konkordanz zwischen Kulm und Oberkarbon herrscht; aber gewiß hat Tietze[1]) recht, daß Konkordanz an einer Stelle noch keine allgemeine Konkordanz bedeutet. Bei Krakau hatte schon Gürich[2]) eine Diskordanz zwischen Unter- und Oberkarbon beobachtet, und Petrascheck[3]) wurde zur Annahme einer solchen durch Aufschlüsse im Gebiete des Miekinia-Baches geführt.

In Sachsen (VIII) hat die Hauptfaltung des variscischen Untergrundes noch Unterkarbon von Étroeungt- bis Visé-Alter betroffen. Sie ist anderseits älter als das Oberkarbon, dabei auch älter als die kohleführenden Schichten von Hainichen (VII), die bald als unterstes Oberkarbon, bald als Kulm und auf der Crednerschen Übersichtskarte von Sachsen als „Oberkulm“ aufgefaßt worden sind, ohne daß die begleitenden Pflanzenreste eine sichere Altersentscheidung zuließen. Die Schichten vertreten nach K. Pietzsch[4]) „vielleicht eben noch allerhöchstes Unterkarbon“, mit größerer Wahrscheinlichkeit aber die Waldenburger Stufe. Dieser sudetischen Faltung gegenüber sind alle nachfolgenden variscischen Bewegungen im Untergrunde Sachsens geringfügig. Im Zwickauer und Lugau-Oelsnitzer Kohlenbecken beginnt die postsudetische Serie mit den Saarbrücker Schichten, bei Leipzig-Plagwitz lagert Oberes Oberkarbon flach über kontaktmetamorphem Grundgebirge, das zum Kulm gestellt wird, im Döhlener Becken liegt Unterrotliegend über gefaltetem Kulm und der großen mittelsächsischen Überschiebung. In den beiden letzteren Fällen könnte allein nach den örtlichen Verhältnissen die Faltung sudetisch oder asturisch sein, doch ist sie wohl auch hier auf Grund des Vergleiches mit den Verhältnissen im Zwickauer Becken als wenigstens in der Hauptsache sudetisch anzusprechen.

---

[1]) E. Tietze, Einige Seiten über E. Sueß. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1917, S. 403/404.

[2]) Vergl. Lethaea palaeozoica, 2. Teil, S. 333.

[3]) W. Petrascheck, Geologische Studien im polnischen und Krakauer Steinkohlenrevier. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1919, Bd. 68, S. 9.

[4]) Kurt Pietzsch, Abgrenzung, geologisches Alter und tektonische Stellung des sächsischen Granulitgebirges. Zentralbl. f. Min. usw., 1922, S. 265 ff., insbes. S. 269 und 273.

Die sudetische Faltung fehlt, wie sich aus der konkordanten Verknüpfung von Unter- und Oberkarbon ergibt, in dem langen Kohlengürtel, der den Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (I) von Westfalen durch das niederrheinische Gebiet und über Aachen bis Belgien begleitet, d. h. in der alten subvariscischen Saumtiefe. Wohl aber gibt sie sich am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges in dem Gegensatze zwischen der starken Faltung des älteren Paläozoikums und der geringen Faltung der Saarbrücker Schichten des Saargebietes[1]) zu erkennen.

Auch die Hauptfaltung des Harzes (VI) gehört mit großer Wahrscheinlichkeit in die sudetische und nicht in die nächstjüngere variscische Phase, wenn am Harz auch älteres Oberkarbon nicht vorhanden und somit zunächst nur zu sagen ist, daß die Faltung jünger ist als Kulm und älter als die Ottweiler Stufe, die im Osten des Harzes diskordant den Faltenbau überdeckt, und auch älter als die Granitintrusionen des Brockens und Ramberges.

In den Vogesen (IV) ist die Hauptfaltung jünger als Kulm, in dessen Mitte die von Tornquist beschriebene Viséfauna von Oberburbach—La Boutique ihren Platz hat, und älter als die Intrusion des Kammgranites. Ihr sudetisches Alter steht wohl nicht in Zweifel.

Im Schwarzwalde (V) fügen sich die Auffassungen v. Bubnoffs[2]) über das Alter der Faltung in dem schmalen Kulmstreifen, der den Süden des Gebirges von Badenweiler bis Lenzkirch durchzieht, allen sonstigen Erfahrungen über das Alter der variscischen Faltungen insofern nicht ein, als hier eine mittelkulmische Faltung, sogar als Hauptfaltung des Gebirges, angenommen wird. Sehr auffällig ist schon von vornherein, daß diese Faltung bereits im südwestlichen Fortstreichen der Lenzkirch—Badenweiler Zone, nämlich in den südlichen Vogesen, nicht mehr vorhanden ist, und daß bei der v. Bubnoffschen Identifizierung der Profile des Schwarzwaldes und der Vogesen die einander sehr ähnlichen Granite ein und derselben variscischen Zone verschiedenes Alter haben würden. Sicherlich bedarf v. Bubnoffs Auffassung der weiteren Nach-

---

[1]) Von neueren Arbeiten über variscische Faltungen im Saar-Nahe-Gebiet nenne ich namentlich

P. Kessler, Versuch einer zeitlichen Festlegnng der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. Geol. u. paläont. Abh. N. F., Heft 13, 1914, Heft 3.

A. Born, Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., Bd. XXXVII, Heft 4, 1921.

F. Kühne, Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1922, Bd. XLIII, S. 426.

[2]) S. v. Bubnoff, Über den Parallelismus des Unterkarbons im Schwarzwald und den Vogesen. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. VIII, 1919. — Vergl. auch Deecke, Geol. v. Baden, S. 71 ff. Nach Deecke ist das Kulm sogar eine „Periode der bedeutsamsten Gebirgsbildung in Mitteleuropa".

prüfung. Die bisherigen Ergebnisse Wilsers, der die Untersuchung des mittleren Teiles des paläozoischen Zuges (Schönauer Gegend) in Angriff genommen hat, machen es, wie Herr Wilser mir brieflich mitteilt, schon wahrscheinlich, „daß sich der südliche Schwarzwald harmonisch in den übrigen variscischen Gebirgsbau eingliedern läßt“. Insbesondere kommt für Wilser in Betracht, daß die von Sandberger beschriebene Flora des transgredierenden Oberkulm schließlich auch altoberkarbonisch sein könnte, denn „Archaeocalamites radiatus, Sphenophyllum tenerrimum, Lepidodendron Veltheimianum, Adiantites tenuifolius, die Charakterpflanzen des „Kulmzuges“, reichen andernorts in die Waldenburger Schichten hinein“. Man wird an die oben erwähnten Verhältnisse in Sachsen erinnert, wo die sudetische Diskordanz im Hangenden kulmischer Schichten, die noch Viséfauna enthalten, und unter den bald zum Oberkulm, bald zur Waldenburger Stufe gestellten kohleführenden Schichten von Hainichen liegt, die etwa dem v. Bubnoffschen Oberkulm des südlichen Schwarzwaldes entsprechen mögen.

Im nördlichen Frankreich (Dép. Nord und Pas de Calais) fehlt, wie die Konkordanz von Unter- und Oberkarbon zeigt, die sudetische Faltung ebenso wie im östlichen Fortstreichen entlang dem Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges (s. oben). Aber während dafür in Deutschland die sudetische Faltung in anderen Gebieten nachweisbar ist und, wie schon gesagt, sich sogar als variscische Hauptphase zu erkennen gibt, ist unter den besonderen Verhältnissen Frankreichs die Möglichkeit ihres sicheren Nachweises nicht gegeben. In Frankreich fehlt nämlich das ältere Oberkarbon (Westfalien), wenn wir von der subvariscischen Saumtiefe und zunächst auch von den Pyrenäen absehen, fast völlig. Nur in der Bretagne tritt es im Becken von Ancenis nordöstlich Nantes (Becken der Basse-Loire)[1]) in Kontakt mit Unterkarbon auf; aber Ober- und Unterkarbon sind hier bis zur Steilstellung gefaltet, und die primären Kontaktverhältnisse sind unsicher geworden.

Im übrigen können wir in Frankreich — wieder abgesehen von den Nordgebieten und Pyrenäen — nur von einer „sudetisch-asturischen“ Faltung sprechen. So ist es in der Bretagne in den Mulden von Châteaulin und Laval (a. a. O.), so ist es im Morvan[2]), wo die erste Faltungsphase Michel-Lévys zwischen Kulm und dem Oberkarbon von Rive de Gier eintrat; so ist's in der Montagne Noire, dem südlichen Anhängsel des Zentralplateaus, wo die Faltung jünger als das Viséen

---

[1]) Bl. Ancenis 1:80000, aufgen. von Éd. und Louis Bureau, Paris 1890. — Vergl. auch Réun. Soc. géol. Fr. à Nantes etc. 1908, Bull. Soc. géol. Fr. IVe Série, Bd. 8, S. 594 ff.

[2]) Michel-Lévy, Constitution du Morvan. Bull. Soc. géol. Fr. IIIe Série, VII, 764.

und älter als das Stéphanien ist; so liegt im Massiv von Monthoumet im Vorlande der östlichen Pyrenäen das Stéphanien diskordant über verschiedenen paläozoischen Schichten bis zum Dinantien aufwärts. Aber auch die Faltung des eigentlichen Zentralplateaus (XIII) ist hier anzuschließen, wenn dort auch Unterkarbon fehlt und das Stéphanien diskordant in synklinalen Depressionen über metamorphen Gesteinen liegt. Es muß bei alleiniger Betrachtung der Verhältnisse Frankreichs, wie gesagt, dahingestellt bleiben, inwieweit in diesen Fällen die Faltung bereits zur sudetischen Phase, inwieweit sie in der nächsten, der intraoberkarbonen (asturischen), eintrat; aber natürlich ist man von vornherein geneigt, besonders nachdem der Zusammenhang und die Gleichzeitigkeit der Faltung in der nördlichen Randzone des variscisch-armorikanischen Bogens erkannt worden sind, auch für die inneren Teile dieses Gebirgssystems erhebliche Übereinstimmungen hinsichtlich ihrer Bildungszeit anzunehmen und damit auf Grundlage der in Deutschland erkennbaren Verhältnisse auch die Faltung der inneren Teile des armorikanischen Bogens in der Hauptsache schon in die sudetische Phase zu verlegen.

Ähnlich wie in den eben behandelten Teilen Frankreichs ist die Lage in Spanien, wo allerdings die Kenntnis des Karbons und seiner Lagerungsformen noch große Lücken hat. So muß auch in Spanien dahingestellt bleiben, inwieweit sudetische Gebirgsbildungen vorhanden sind. Sie fehlen jedenfalls in der asturischen Mulde in Nordspanien, und auch in der Sierra Nevada soll die Konkordanz zwischen Unter- und Oberkarbon gewahrt sein. Ebenso scheint in Südportugal zwischen Unter- und Oberkarbon, die beide als goniatitenführende Schiefer entwickelt sind, keine Diskordanz und überhaupt kein Hiatus zu bestehen (P. Pruvost a. a. O.).

In Südengland (XI) befinden wir uns, wie in Nordfrankreich und entlang dem Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges, im Gebiete der subvariscischen Saumtiefe. Damit hängt zusammen, daß Faltungen von sudetischem Alter auch hier fehlen. Höchstens sind ganz schwache Andeutungen in Mittelengland[1]) und Irland[2]) erkennbar. So erklärt sich wohl auch die aus W. Hudlestons Profil ersichtliche Diskordanz zwischen „Yoredale-Schichten“ und dem Millstone-Grit (Unteres Oberkarbon) in der Pennine-Chain des westlichen Yorkshire. Bedeutsame Dislokationsvorgänge sind im Gebiete des südschottischen Grabens (Lowlands) zwischen Unter- und Oberkarbon den schon geschilderten von bretonischem Alter nachgefolgt.

---

[1]) Vergl. P. F. Kendall im Handb. Reg. Geol., The British Isles, 1917, S. 163.
[2]) Vergl. A. J. Cole, ebenda, S. 181.
[3]) Ebenda, S. 145.

Sudetischen Alters sind ferner große Blockverschiebungen zwischen Kulm und Oberkarbon auf Spitzbergen[1]). Im Timan liegt die Moskauer Stufe diskordant über Oberdevon[2]).

In den Ostalpen hat eine starke variscische Faltung das Unterkarbon einschließlich der Visé-Stufe noch mitbetroffen, wie in den klassischen Profilen der Karnischen Alpen (XVII) zu erkennen ist. Diskordant über dem eingeebneten Grundgebirge folgen die dem Oberen Oberkarbon (Ottweiler-Schichten bezw. Ural-Stufe) zugehörigen Auernig-Schichten. Ob es sich hier um sudetische oder um asturische Faltung handelt, ist also nicht zu entscheiden.

In den Westalpen[3]) (XVI) ist das Oberkarbon bekanntlich die älteste durch Fossilfunde belegte Formation. In Betracht kommt namentlich der lange Zug eingefalteten Karbons, der sich von den Gestaden des Mittelmeeres bis über das Rhonetal hinaus verfolgen läßt. In der Hauptsache handelt es sich in den Westalpen um Stéphanien, doch fehlt auch Westfalien nicht ganz, und zwar in konkordantem Verbande mit dem Stéphanien. Am Bifertengrätli am Tödi ist im Oberkarbon nach den Pflanzenbestimmungen von Zeiller nur jüngeres Westfalien (6. Flora Potoniés) vertreten (vgl. B. G. Escher, S. 131 ff.). Zwei Diskordanzen liegen vor, auf die als erster Ch. Lory[4]) schon 1860 hingewiesen und auf die er eine zweimalige Gebirgsbildung der paläozoischen Zeit begründet hat. Die ältere ist diejenige im Liegenden des Oberkarbons. Daß sie sudetischen Alters ist, dürfte wahrscheinlich sein; asturisches Alter kann jedenfalls nicht in Frage kommen, soweit Westfalien vorhanden ist. A. Heim[5]) möchte sie zwar als kaledonisch, also vordevonisch, bezeichnen, und allein nach der Sachlage in den Westalpen könnte ein solches Alter schließlich in Frage kommen. Aber in den Ostalpen, wo genauere Altersbestimmungen der Faltungen möglich sind, kennen wir bisher keine kaledonische Faltung, vielmehr sind hier, wie auch in Böhmen und wie im Vorlande der Westalpen im Languedoc, Devon und Silur konkordant miteinander verknüpft; wohl aber kennen wir, wie oben ausgeführt, in den Ostalpen eine hochbedeutsame varis-

---

[1]) Vergl. A. G. Nathorst, Beiträge znr Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens nnd des König-Karls-Landes. Bull. Geol. Inst. Upsala 1910, Vol. X, S. 261 ff.

[2]) Joh. Gunnar Andersson, Über die Stratigraphie und Tektonik der Bäreninsel. Bnll. Geol. Inst. Upsala 1899, Vol IV, 2. Teil, S. 243 ff.

[3]) Bezüglich der paläozoischen Faltungen in den Westalpen vergl. außer der Spezialliteratur B. G. Escher, Über die prätriasische Faltnng in den Westalpen (Diss. Zürich), Amsterdam 1911. Dort sind auch die älteren Arbeiten besprochen.

[4]) Ch. Lory, Description géol. dn département dn Danphiné, I[e] Partie, 71.

[5]) A. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. 2, 1919, S. 40. Verf. spricht sich hier zwar mit Vorsicht in diesem Sinne aus. Weiterhin ist aber kurzhin von der „kaledonischen“ Diskordanz des Karbons und von den „kaledonischen“ Teilen der Westalpen die Rede.

cische Faltung im Liegenden des Oberkarbons, und deswegen liegt es von vornherein wohl ziemlich nahe, auch die westalpine Faltung im Liegenden des Oberkarbons eher für variscisch, als für kaledonisch zu halten.

Hinsichtlich des Alters der sudetischen Phase hat sich vor kurzem A. Born dahin geäußert, „daß die exakte zeitliche Festlegung . . ., ob prä- oder postwaldenburgisch, keineswegs, wie das zumeist angenommen wird, als eine erledigte Frage angesehen werden darf. Alle Gebiete Waldenburgischer Sedimentation am Außenrand des Varistischen Bogens . . kommen für die Altersfestlegung nicht in Frage, da die mittelkarbonische Phase varistischer Orogenese diese Gebiete nicht erreicht hat. Im Erzgebirgischen Becken ist . . . die stratigraphische Deutung wie die der Lagerung höchst ungewiß. Und in der Mittelsudetischen Senke sind die Lagerungsverhältnisse besonders in der nördlichen Umrandung insofern abweichend und einer Altersdeutung ungünstig, als hier die varistische Orogenese sich schon prä-unterkarbonisch abspielte“ (Born, a. a. O., S. 556). Dazu ist wieder zu sagen, daß die Hauptfaltung in Sachsen nach den erwähnten neueren Darstellungen von Pietzsch jünger als Unterkarbon mit Visé-Fauna und älter als die kohleführenden Schichten von Hainichen ist, die eine kulmisch-waldenburgische Mischflora führen. Und wenn sich auch im Mittelsudetischen Becken die Hauptfaltung bereits vorkulmisch abgespiegelt hatte, so hat sie sich doch, — und darauf kommt es an —, nachkulmisch-vorwaldenburgisch wiederholt, während Waldenburger, Weissteiner und Saarbrücker Schichten völlig konkordant zueinander liegen, wo immer sie dort zusammen vorkommen. Auch in Oberschlesien liegt die wenn auch geringe Diskordanz unter dem Äquivalente der Waldenburger Schichten und nicht in oder gar über diesem.

Somit kann keineswegs eine Vordatierung der sudetischen Faltung in das jüngere Untere Oberkarbon, sondern höchstens eine Rückdatierung in das oberste Kulm in Frage kommen, wofür man vielleicht auch die Verhältnisse im südlichen Schwarzwalde geltend machen könnte.

Was im übrigen aus älterer Kulmzeit an „Gebirgsbildungen“ beschrieben worden ist, muß als epirogen gedeutet werden, solange nicht eine nennenswerte Diskordanz innerhalb der in Frage kommenden kulmischen Serien festgestellt worden ist. Insbesondere ist von intrakulmischen „Gebirgsbildungen“ im fichtelgebirgisch-vogtländischen Grundgebirge mehrfach die Rede gewesen. Koßmat[1]) schildert zusammenfassend, daß sich im Laufe des Kulms die Anzeichen der Verlandungen mehren und daß sich dabei grobe Konglomerate einstellen. Sie sollen an verschiedenen Stellen über das vor ihrer Ablagerung schon bloß-

---

[1]) Koßmat, Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig 1916, S. 35.

gelegte Devon und Silur hinausgreifen. Auch in der paläozoischen Zone zwischen Granulit- und Erzgebirge und im Elbtalschiefergebirge treffen wir die konglomeratische Entwicklung des Kulms an. Diese zunehmende Vergröberung der Kulmsedimente mag auf Bewegungen hinweisen, die das Heimatgebiet des Kulmmaterials etwas stärker gehoben und dadurch die Geröllzuführung zur Ablagerungsstätte des Kulms ermöglicht haben. In der Umgebung des Münchberger Gneismassivs sind nach Joh. Felsch[1]) schon in einem tieferen Teile des Kulms, den er zur Tournaistufe stellt, ältere kulmische Gesteine als Gerölle enthalten, und auch in der Viséstufe sind Geröllagen da. Ganz besonders verbreitet und dabei recht grob sind Geröllmassen im Hangenden eines Kalklagers mit angeblicher Viséfauna; sie sollen übergreifend auf wechselnden Kulmschichten, Devon und örtlich sogar auf Silur liegen und werden von Felsch bereits zum Unteren Oberkarbon gerechnet. Zeitliche Äquivalente glaubt er in einem 10—20 m mächtigen groben Konglomerate im „Kulm" des westlichen Frankenwaldes und Thüringerwaldes zu erblicken (vergl. E. Zimmermann, Erl. z. Bl. Lehesten, S. 56—59). Es nimmt an der Hauptfaltung des sächsisch-thüringischen Grundgebirges, die wir mit guten Gründen als sudetisch angesprochen haben, im Verbande der übrigen Kulmschichten noch teil[2]).

γ) Die asturische Gebirgsbildung

Die Bezeichnung „asturische Faltung" habe ich seinerzeit nach der durch die Untersuchungen von Ch. Barrois den Geologen bekannt gewordenen Landschaft Asturien in Nordspanien gegeben (XV). Dort ist die Grenze des älteren Paläozoikums einschließlich des Mittleren Oberkarbons (Flöze von Sama) noch von der starken Faltung der asturischen (kantabrischen) Mulde ergriffen; über diesem Muldenbau liegt übergreifend das Obere Oberkarbon mit den Flözen von Tineo. Ed. Sueß[3]) hat mehrfach nachdrücklich auf diese Verhältnisse hingewiesen.

Gleichzeitig mit der in Asturien durch die Diskordanz im Liegenden der Schichten von Tineo angekündigten großen Faltung des Kanta-

---

[1]) Joh. Felsch, Die Schichtfolge des Unteren Kulms in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs (Diss. Jena), Bonn 1911.

[2]) Träfe es zu, daß die geröllführenden Schichten in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs usw. zum älteren Oberkarbon gehörten und daß also älteres Oberkarbon in die Hauptfaltung einbezogen wäre, so wäre diese Hauptfaltung asturisch und die sudetischeFaltung könnte möglicherweise in der ganz schwachen Diskordanz unter dem angeblichen Oberkarbon angedeutet sein. Aber die Altersverschiedenheit der Hauptfaltung hier und im Erzgebirgischen Becken wäre doch recht verwunderlich. Schon aus letzterem Grunde muß man dem floristisch nicht belegten oberkarbonischen Alter der fraglichen Schichten skeptisch gegenüberstehen.

[3]) Vergl. u. a. Antlitz der Erde, II, S. 147, 151.

brischen Gebirges mag wohl auch die Spanische Meseta, in der mehrfach Diskordanz des Stéphaniens beobachtet ist (nordöstliche Meseta, Sierra Morena)[1]), eine Faltung, vielleicht sogar die Hauptfaltung, erfahren haben. Für den südwestlichen Teil der Meseta hob schon Sueß (Antlitz der Erde II, S. 148) hervor, daß wie in Asturien ein jüngerer Teil des Karbons diskordant auf dem gefalteten Gebirge liegt und daß daher die wesentliche Anlage auch dieser Gebirgsteile „in die oberen Abteilungen des Karbons" fällt. In Portugal erweist sich diese Hauptfaltung als jünger als das mit dem Unterkarbon konkordant verknüpfte (s. oben) Mittelkarbon, während das Stéphanien übergreifend über älteren Schichten und auch noch solchen von jüngstdevonischem oder frühestkarbonischem Alter liegt, aber selbst noch stark gefaltet ist (vergl. Pruvost, a. a. O.).

Im Schwarzwalde (V) und in den Vogesen (IV) treten Unteres und Oberes Oberkarbon nur in getrennten Mulden auf; Unteres Oberkarbon finden wir im Schwarzwalde in der Berghauptener Mulde, in den Vogesen bei Rodern und St. Pilt, Ottweiler Schichten im Schwarzwalde z. B. bei Baden-Baden, in den Vogesen bei Laach (Weiler Becken). Die starken Faltungen, Steilstellungen und Stauchungen in der Berghauptener Mulde weisen auf eine orogene Phase hin, die jünger ist als das ältere Oberkarbon, und berücksichtigt man demgegenüber die weit flachere Lage der Ottweiler Schichten, auch derjenigen von Oppenau, die in der gleichen variscischen Zone, wie die Berghauptener Mulde liegen, so ergibt sich eine große Wahrscheinlichkeit für eine vor der Ottweiler Stufe eingetretene Faltung.

Wahrscheinlich asturisch ist die große Faltung, die die Randzone des variscischen Bogens in Westfalen, Rheinland und Belgien (I) betroffen hat. Mit Sicherheit ist zwar nur zu sagen, daß sie jünger ist als die Saarbrücker Schichten und älter als der Zechstein bezw. als das in seinem Alter umstrittene Mendener Konglomerat. In dieser Zeitspanne liegen die asturische und saalische Gebirgsbildung. Da wir nun im westfälischen Kohlengebirge zweierlei scharf getrennte tektonische Vorgänge der variscischen Ära zu unterscheiden haben, nämlich erstens die Faltung verbunden mit Überschiebungen und zweitens eine jüngere Querzerstückelung der Falten durch Verwerfungen, so liegt es nahe, den ersteren Vorgang der asturischen (intraoberkarbonischen), den zweiten der noch zu besprechenden saalischen (voroberrotliegenden) Phase zuzuschreiben. Damit müßte das im Alter viel umstrittene Mendener Konglomerat, das jünger als die Faltung und älter als die Querbrüche (Königsborner Graben) ist, jüngstoberkarbonischen bis unterrotliegenden Alters sein, was annähernd auch Krusch (Erl. z. Bl. Menden) annimmt. Ferner

[1]) Vergl. Douvillé, Handb. Reg. Geol., Espagne, z. B. S. 140.

erhält bei dieser Altersbestimmung der Faltung das Fehlen der Ottweiler Schichten in der nördlichen Randzone des variscischen Bogens in Rheinland-Westfalen, Belgien und Frankreich dahin seine Erklärung, daß die asturische Faltung den bis dahin bestehenden oberkarbonischen Sedimentationsraum, d. h. die Vortiefe der sudetisch aufgefalteten (inneren) Ketten, beseitigte, indem sie hier die jüngeren Randketten des variscischen Bogens entstehen ließ (St. XI, S. 221).

Im Süden des Rheinischen Schiefergebirges hat die asturische Faltung im Saar-Nahe-Gebiete nicht gewirkt, wie die völlige Konkordanz zwischen Saarbrücker und Ottweiler Stufe beweist; von einer Andeutung der asturischen Faltung in der südwestlichen Fortsetzung des Saarkarbons westlich der Saar wird noch die Rede sein.

Im Unterharz sind mit Porphyr und Melaphyr gefüllte Gangverwerfungen jünger als die Hauptfaltung, aber älter als das Unterrotliegende, wie schon Em. Kayser[1]) gezeigt hat. Sie sind mit W. Schriel[2]) der asturischen orogenen Phase zuzuteilen, wie wahrscheinlich auch z. T. die Oberharzer hercynisch gerichteten Erzgänge. In Sachsen (VIII) haben wir, wie W. Schriel (a. a. O., S. 43—45) erkannt und zusammengestellt hat, mehrfache Andeutungen der asturischen Gebirgsbildung. So kommen im Zwickauer Kohlenbecken (VII) tektonische Vorgänge zwischen den Saarbrücker und Lebacher Schichten (Unterrotliegend) in einer Diskordanz zum Ausdruck. Nach Th. Siegert[3]) durchsetzen gewisse Verwerfungen die Saarbrücker, nicht aber die darüber liegenden Lebacher Schichten. Im Lugau-Ölsnitzer Becken liegt Unterrotliegend diskordant auf Saarbrücker Schichten derart, daß ein Flöz nach dem andern an seiner Unterkante abschneidet.

Im Lausitzer Granitmassiv sind gewisse Dislokationen und mechanische Gesteinsdeformationen jünger als die postgranitischen Diabasgänge und älter als die Rotliegendporphyrite. Ebenso erweist sich südöstlich von Leipzig eine bedeutsame Dislokation als jünger als der (postsudetische) Granit und älter als die unterrotliegenden Decken des Rochlitzer und Grimmaer Porphyrs.

Endlich verwirft eine den Grauwackenbuckel von Plagwitz-Großzschocher bei Leipzig querende Dislokation die durch die oberkarbonische Kontaktmetamorphose betroffenen Grauwacken, wird aber diskordant von Ottweiler Schichten überdeckt.

---

[1]) Em. Kayser, Über das Spaltensystem am Südwestabfall des Brockenmassivs. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 1881, S. 452.

[2]) W. Schriel, Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. Abhdl. d. Preuß. Geol. L.-A. N. F., H. 93, 1922, S. 40—42.

[3]) Th. Siegert, Erl. zu Blatt Zwickau-Werdau der geol. Spezialkarte von Sachsen, 1901.

Es ist W. Schriel zuzustimmen, daß für alle diese Dislokationsvorgänge nur die asturische Faltungsphase in Frage kommen kann.

In der Mittelsudetischen Mulde (IX), und zwar sowohl auf dem preußischen Nordostflügel (Waldenburger Becken), wie auf dem böhmischen Südwestflügel (Schatzlarer Becken), kommen Diskordanzen zwischen der Saarbrücker- und Ottweiler-Stufe nach den Darstellungen, die Petrascheck[1]) gegeben hat, vor.

In Oberschlesien fehlt ja das Obere Oberkarbon. Welchen Alters hier die Faltung des älteren Karbons ist, steht dahin; immerhin läßt die nicht unerhebliche Diskordanz, die Petrascheck[2]) in den Profilen des Krakauer Gebietes zwischen dem älteren Oberkarbon und dem Perm andeutet, nicht nur für Krakau, sondern auch wohl für das anschließende Oberschlesien auf asturische Faltung schließen.

In Mittelböhmen kann nach Petrascheck[3]) höchstens eine ganz unbedeutende Diskordanz zwischen den oberen Saarbrücker und den Ottweiler Schichten herrschen, und somit kann hier die asturische Faltung, wenn überhaupt vorhanden, nur sehr geringfügig gewesen sein.

Bezüglich der Frage der asturischen Faltung in Frankreich (mit Ausnahme der ehemaligen subvariscischen Saumtiefe und der eigentlichen Pyrenäen) verweise ich auf die Ausführungen über die dortige „sudetische" Faltung, nach denen möglich ist, daß wenigstens ein Teil der Faltungen, die sich im Liegenden des Oberen Oberkarbons (Stéphanien) im Armorikanischen Massiv, wie auch in Mittel- und Südfrankreich zu erkennen geben, der asturischen Phase angehören und also gleichaltrig mit der Hauptfaltung im Cantabrischen Gebirge Nordspaniens sein könnten.

Hinsicht des Alters der Faltungen und großen Überschiebungen im belgisch-nordfranzösischen Kohlengebiete ist an die obigen Ausführungen über das Alter der Faltung im rheinisch-westfälischen Karbon anzuknüpfen. Auch in Belgien und Nordfrankreich ist die Faltung jünger als die Saarbrücker Schichten (Westfalien). Anderseits ist sie älter als gewisse und in ihrer Altersbestimmung zweifelhafte (permische?) konglomeratische Gesteine der Gegend von Douai, die in Schächten und Bohrungen festgestellt worden sind. Die Wahrscheinlichkeit spricht auch hier, wie in Rheinland-Westfalen, für vorwiegend asturisches Alter des Faltungsvorganges.

---

[1]) W. Petrascheck, Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen. Ztschr. Dtsch. geol. Ges., Bd. 74, 1922, Monatsber., S. 244 ff.

Derselbe, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, Teil IV, Das Schatzlar-Schwadowitzer Steinkohlenrevier, S. 3 u. 4, insbes. Abb. 40.

[2]) Derselbe, Geol. Studien am Ostrande des polnischen und des Krakauer Steinkohlenreviers. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1918, Bd. 68, S. 17 u. 19.

[3]) Derselbe, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, Teil III, Die mittel- u. westböhmischen Steinkohlenbecken.

In Süd- und Mittelengland befinden wir uns gleichfalls in der alten subvariscischen Vortiefe, die sich hier stark nach Norden erweitert. Leider besteht hier aber über die Altersstellung des jüngsten Teiles des Oberkarbons, der Upper Coal Measures, keine völlige Klarheit. Denn nach der jetzt vorherrschenden Auffassung, so auch nach der Darstellung im „Handbuch der regionalen Geologie“ (Kidstons Gliederung), sind die Upper Coal Measures dem Stéphanien gleichzustellen, nach anderer Auffassung gehören sie aber noch dem Westfalien an. Nun befindet sich in den mittelenglischen Grafschaften eine sehr bemerkenswerte Diskordanz unter diesen Upper Coal Measures als Folge der Nord-Süd gerichteten Faltung einer „Malvernian-Chain“ (Malvern, Abberley Hills, May Hill). In der dortigen „nördlichen“ Entwicklung als klastische Gesteine von vielfach bunter Färbung erinnern die Upper Coal Measures sehr an die Ottweiler Schichten Mitteldeutschlands (östliches Harzgebiet, Halle, Mittelschlesien), und bei ihrer Zurechnung zum Oberen Oberkarbon haben wir es hier mit asturischer Faltung zu tun. In Shropshire ist die Diskordanz als „Simon Fault“ beschrieben worden. Diese Faltung klingt nach Norden etwa in der Gegend von Shrewsbury aus, wie sich aus dem Fehlen der intraoberkarbonen Diskordanz in den weiter nördlich liegenden Kohlenfeldern ergibt. Im Süden, so auch schon nordöstlich und südlich des Bristol-Kanals, soll nun die Faltung, die hier ost-westlich („armorikanisch“) streicht, jünger sein, als diejenige im Norden, und zwar nach Jukes-Browne (a. a. O), der ja die Upper Coal Measures noch zum Westfalien stellt, „armorikanisch“ wie in Frankreich, d. h. also „asturisch“, während er die Faltung in den mittelenglischen Grafschaften in eine ältere Phase verlegt, die wir sonst im armorikanisch-variscischen Bogen nicht kennen. Aber es ist vielleicht noch nicht das letzte Wort darüber gesprochen, ob z. B. im Südwalliser Kohlenfelde wirklich Äquivalente der „nördlichen“ Fazies der Upper Coal Measures in konkordantem Verbande mit dem übrigen Oberkarbon stehen. Überhaupt erscheinen die stratigraphischen Unterlagen noch nicht eindeutig geklärt, und das gilt auch für die Frage, ob wirklich die ost-westlich gerichtete Faltung im Süden ganz oder in wesentlichen Teilen jünger ist als die nord-südlich gerichtete der mittelenglischen Grafschaften. Wenn es aber zutrifft, daß das stark gefaltete Oberkarbon des Südens Äquivalente des Stéphaniens mitumfaßt, so müssen hier natürlich jüngere Faltungsvorgänge (wahrscheinlich saalische) gewirkt haben.

Zwischen Mittel- und Oberkarbon nimmt Joh. Gunnar Andersson (a. a. O.) kräftige Dislokationen, Flexuren und Grabenversenkungen auf der Bäreninsel an, die also in die asturische Phase gehören, da das

[1]) Vergl. z. B. Jukes-Browne, The Building of the British Isles, 3. Aufl., London 1911.

Mittelkarbon der nordischen Gliederung unserem älteren Oberkarbon, das Oberkarbon unseren Ottweiler Schichten entspricht.

Eine zunächst überraschende Diskordanz tritt südwestlich der Saar auf der Grube Huf (La Houve) im Untergrunde der Kreuzwalder Ebene (Lothringen) zwischen den „Mittleren Saarbrücker Schichten" und dem die „Oberen Saarbrücker Schichten" einleitenden Holzer Konglomerate auf (Keßler, a. a. O., S. 33). „Ganz besonders erwähnenswert erscheint mir", so schreibt Keßler, „daß auf der Grube La Houve das Holzer Konglomerat diskordant über den Mittleren Saarbrücker Schichten liegen soll. Wegen seiner fast flachen Lagerung über den steiler einfallenden Saarbrücker flözführenden Schichten wurde es mehrfach als Basalkonglomerat des Buntsandsteines angesehen, . . . jedoch folgen noch über diesem Konglomerate rote, Karbonpflanzen führende Sedimente, so daß über seine Stellung kein Zweifel mehr möglich ist. Damit wäre . . . durch eine augenfällige Diskordanz bewiesen, daß z. Zt. der Saarbrücker Schichten Störungen im Saargebiet vorkamen".

Diese Diskordanz ist bisher nur in den genannten, unter einer Buntsandsteindecke liegenden Grubenaufschlüssen, nirgends aber in der weiter östlich liegenden langen Zone, in der die Saarbrücker und Ottweiler Schichten zutage ausgehen, bekannt geworden. Aber das ist an sich kein Grund, an ihrem Zutreffen zu zweifeln, denn wir kennen Fälle genug, daß die Orogenesen nur örtlich gewirkt und benachbarte Gebiete unberührt gelassen haben. Diese intrakarbone Diskordanz der Grube Huf kann nun aber, wenn sie sich, wie wohl zu erwarten, auch bei den weiteren Aufschlüssen bestätigen wird, sehr wohl als asturisch gedeutet werden. Das würde allerdings sagen, daß, da die asturische Diskordanz sich sonst als gute Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Oberkarbon bewährt, auch die relativ geringmächtigen „Oberen Saarbrücker Schichten" samt dem Holzer Konglomerate in das Obere Oberkarbon zu stellen wären. Das hat schon van Werveke[1]), ehe die erwähnte Diskordanz bekannt war, aus anderen Gründen vorgeschlagen, und auch v. Ammon[2]) und Leppla[3]) haben in gewissem Sinne schon so verfahren. Die Zuteilung des Holzer Konglomerates und seines nächsten Hangenden zu den Saarbrücker Schichten geht auf E. Weiß[4]) zurück und ist von ihm auf den geologischen Spezialkarten des Saarbrücker Gebietes auf Grund stratigraphischer und paläontologischer Merkmale durchgeführt worden, die sich im Fortstreichen nicht bewährt haben.

---

[1]) van Werveke, Erl. z. Bl. Saarbrücken 1 : 200 000, Straßburg i. E. 1906.

[2]) Erl. z. Bl. Zweibrücken d. geol. Karte d. Pfalz, 1 : 100 000, 1903, S. 36.

[3]) A. Leppla, Geolog. Skizze des Saarbrücker Steinkohlenreviers, 1904.

[4]) E. Weiß, Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet, Bonn 1869/72; ferner Blätter Saarbrücken usw. der geol. Spezialkarte von Preußen, Lief. 6, Berlin 1875.

Paläophytologische Unterschiede scheinen überhaupt zwischen den sog. „Oberen Saarbrücker Schichten" und den „Unteren Ottweiler Schichten" nicht zu bestehen (Leppla, Geol. Skizze usw., S. 30). „Da auch mit dem Beginn der Oberen Saarbrücker Schichten, besonders dem an der unteren Grenze auftretenden Holzer Konglomerat, eine wesentliche Änderung in der Gesteinsausbildung eintritt, die dadurch besonders zum Ausdruck kommt, daß die bisher vorwiegend graue Färbung der Schichten durch vorherrschende rote Färbung ersetzt ist, so erscheint es zweckmäßig, die Bezeichnung Saarbrücker Schichten für diese Unterabteilung fallen zu lassen und ausschließlich auf die flözführenden Mittleren und Unteren Saarbrücker Schichten zu beschränken" (vergl. van Werveke, 1906, a. a. O., S. 48). In der Kartendarstellung des Blattes Saarbrücken 1 : 200000 hat allerdings van Werveke nicht so verfahren, um nicht die äußerliche Übereinstimmung mit den preußischen Kartenblättern 1 : 25000 zu durchbrechen. Zu bemerken ist auch, worauf Keßler nachdrücklich hinweist, daß mit dem Holzer Konglomerate die Feldspatführung des Oberen Karbons beginnt, die Keßler gewiß mit Recht auf die Heraushebung südlich liegender kristalliner Gebiete unmittelbar vor Ablagerung des Holzer Konglomerates in Verbindung bringt.

Somit hätten wir auch im Saar-Nahe-Gebiete oder wenigstens doch in dessen südwestlichem Fortstreichen auf Lothringischem Boden eine Andeutung der asturischen Diskordanz, die sich vielleicht beim Fortgange der bergmännischen Untersuchungen in jenen Gebieten als etwas bedeutungsvoller herausstellen mag.

Vorstehend wurden mehrfach Gebirgsbildungen, die jünger als die Saarbrücker Schichten und älter als die Lebacher oder auch die Kuseler Schichten des Unterrotliegenden sind, zur asturischen Phase gestellt. Die Berechtigung dazu ergibt sich aus der nicht nur in Europa, sondern, wie wir noch sehen werden, auch in anderen Erdteilen sich immer wieder bestätigenden Erfahrung, daß irgendwie nennenswerte Gebirgsbildungen in dem Intervalle zwischen der asturischen und der saalischen Phase fehlen So ist besonders die in der Literatur mehrfach angenommene „große" Gebirgsbildung „zwischen Oberkarbon und Perm" bisher nicht im geringsten erwiesen. Der Annahme dieser Gebirgsbildung liegen z. T. Fälle zugrunde, in denen Rotliegend diskordant über älterem Karbon liegt, z. T. solche, in denen Oberrotliegend jungoberkarbonische Schichten überdeckt; in ersteren Fällen handelt es sich aber um asturische, in letzteren um saalische Gebirgsbildungen.

Die innige Verknüpfung der Schichten an der Grenze von Karbon und Perm geht ja so weit, daß Schichtsysteme, die wir heute zu der Ottweiler Stufe des Oberkarbons stellen, lange Zeit ihren Platz im Rot-

liegend gehabt haben, und daß W. Waagen[1]) und nach ihm Haug[2]) sogar von der Trennung der beiden Systeme absahen und sie zu einem „anthrakolithischen System“ vereinigt. Solche Beispiele des völlig konkordanten Verbandes von Oberkarbon und Unterperm sind, um zunächst nur bei den von der variscischen Gebirgsbildung betroffenen Gebieten Europas zu bleiben, im Harzgebiete und im Halleschen, in Niederschlesien und Böhmen, im Saar-Nahegebiete, im Schwarzwalde und in den Vogesen, im Armorikanischen Massiv, im Zentralplateau und in der Montagne Noire, in den Pyrenäen, Spanien und Portugal, in Sardinien und Toskana, in den Westalpen, Ostalpen und Dinariden, im Donez-Becken und Spitzbergen gegeben — und dem steht kein Fall einer bemerkenswerten Diskordanz zwischen Oberkarbon und Unterperm gegenüber. Nur von der Westseite des Urals sind, wenn auch hier im allgemeinen Konkordanz herrscht, örtlich Diskordanzen zwischen der jungoberkarbonischen Ural- und der altdyadischen Artastufe (Permokarbon) bekannt, aber sie sind anscheinend derartig geringfügig, daß sie als „epirogene“ Diskordanzen aufgefaßt werden dürfen.

Ein anderer Ausnahmefall von der Konkordanz innerhalb der jüngstoberkarbonisch-altdyadischen Serie liegt nach der Darstellung von W. Petrascheck[3]) darin, daß am böhmischen Flügel der Mittelsudetischen Mulde der in die Lebacher Zeit gehörige Rabengebirgsporphyr auf Kuseler und Radowenzer (Ottweiler) Schichten übergreift. Aber auch diese Diskordanz ist derartig unbeträchtlich, daß sie wohl durch epirogene Bewegungen erklärt werden könnte[4]).

δ) Die saalische Gebirgsbildung

In der Gegend von Halle und überhaupt im östlichen Harzvorlande haben Beyschlag und v. Fritsch[5]) im Jahre 1900 die dort allgemein verbreitete Diskordanz zwischen Oberkarbon-Unterrotliegend einerseits und Oberrotliegend anderseits erkannt. In ihr kommt die

---

[1]) W. Waagen, Salt Range Fossils. Palaeont. Indica, Ber. XIII, 1879—1881.

[2]) E. Haug, Traité de Géologie, S. 743 ff.

[3]) W. Petrascheck, Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen, a. a. O.

[4]) Petrascheck macht zugunsten ihres „orogenetischen“ Charakters geltend, „daß sie sich in jener Bruchzone befindet, die bis in postkretazische Zeit immer wieder aktiv war“. Dieses Argument erscheint mir nicht stichhaltig, denn oft genug treten die orogenen Erscheinungen gerade in Linien und Zonen vorangegangener oder auch nachfolgender epirogener Verbiegungen auf; ich verweise in diesem Sinne auf die epirogene Anlage vieler unserer Hauptbrüche, insbesondere solcher, die an den Rändern ehemaliger Schwellen und Becken sich einstellen.

[5]) Beyschlag und v. Fritsch, Das Jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende i. d. Prov. Sachsen u. d. angrenzenden Gebieten. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 10, Berlin 1900.

Faltung der Halleschen Mulde zum Ausdruck, von der E. Wüst[1]) später noch eine genauere Darstellung gegeben hat. Zwischen Wettin und Halle wird die Hallesche Mulde, die klassische Stätte dieser voroberrotliegenden Gebirgsbildung, von der Saale durchflossen, und so habe ich 1920 die Bezeichnung „saalische“ Faltung in Vorschlag gebracht. Joh. Walther gebraucht für sie (Geologie von Deutschland, 3. Aufl., 1921, S. 161) die Bezeichnung „frankonisch“.

Ein Gesamtbild der saalischen Gebirgsbildung des Kyffhäusers hat W. Schriel (a. a. O.) gegeben. Nach ihm ist auch die schwache Faltung des Ilfelder Beckens im Unterharz (VI), die zwischen „Walkenrieder Sand“ und Zechstein eintrat, als saalisch anzusprechen. Auch aus dem Meisdorfer Becken (Unterharz) hat er eine saalische Faltung beschrieben[2]).

Im Gebiete des Thüringer Waldes war die saalische Gebirgsbildung, wie sich aus dem geringen Betrage der Diskordanz der Tambacher Schichten (Oberrotliegend) über dem Unterrotliegenden ergibt, im allgemeinen nur unbedeutend. Etwas kräftigere Spuren hat sie bei Waltershausen im Gothaischen hinterlassen, wo nach Meinecke[3]) das Zechsteinkonglomerat diskordant ziemlich steilgestellte Schichten des Mittelrotliegend überdeckt; hier muß die Altersdeutung des orogenen Vorganges als saalisch wie im Ilfelder Falle erfolgen. Eine Verwerfung aus der Zeit der saalischen Gebirgsbildung hat an der Schwalbensteiner Wand westlich von Ilmenau[4]) die Oberhöfer Schichten des Oberen Unterrotliegend noch betroffen, wird aber von den Tambacher Schichten diskordant überdeckt.

Die Bedeutung der voroberrotliegenden Gebirgsbildung im Untergrunde Sachsens (VII u. VIII) hat Th. Brandes[5]) erkannt. Beispiele sind im Zwickauer Becken die Versenkung des Unterrotliegenden zwischen Oberkarbon im Plutoschachte, die vor Ablagerung der kleinstückigen Konglomerate des Oberrotliegenden erfolgt ist, wie überhaupt die Schaffung jenes „verborgenen Bruchgebirges, welches erst der Kohlenbergbau in der Tiefe des Beckens aufgeschlossen hat“.

Aus dem Sudetengebiete (IX), und zwar dem nördlichen Vorlande des Riesengebirges, ist eine wenn auch geringe Diskordanz des

[1]) E. Wüst, Die erdgeschichtliche Entwicklung und der geologische Bau des östlichen Harzvorlandes, 1908, insbes. Kap. 4, S. 27 ff.

[2]) W. Schriel, Das Rotliegende von Meisdorf-Opperode am Harz. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. 1921, Bd. XLII, S. 860 ff.. insbes. S. 880 u. Taf. 12.

[3]) Meinecke, Das Liegende des Kupferschiefers. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910, Bd. XXXI, Teil II, S. 253.

[4]) Erl. z. Bl. Ilmenau, Lfg. 64 d. geol. Spezialk. v. Preuß., 1908, S. 156, Anm. 1.

[5]) Th. Brandes, Die variscischen Züge im geologischen Bauplane Mitteldeutschlands. Leipzig 1914. (In erweiterter Form 1919 im Neuen Jahrb., B. B. XLIII erschienen.)

Oberrotliegenden über älteren Rotliegendschichten durch H. Scupin[1]) erwähnt. In der Mittelsudetischen Mulde liegt das Oberrotliegend nicht überall auf den oberen Lebacher Schichten, sondern örtlich auf tieferen Rotliegendstufen. Diese von Petrascheck (a. a. O. 1922) angeführte „orogene Diskordanz" entspricht der saalischen Gebirgsbildung, die hier aber äußerst geringfügig gewesen ist.

Daß im Krakauer Gebiete und vielleicht auch in Oberschlesien nach der asturischen auch noch eine jüngere Gebirgsbildung eingetreten ist, die nach Lage der Dinge in erster Linie wohl von saalischem Alter war, zeigt die nicht unerhebliche Diskordanz, die dort nach Petraschecks[2]) Profilen zwischen Perm und Dogger besteht. Desgleichen ist die flache Faltung und Dislozierung des mittelböhmischen Kohlenreviers (X), in dem Ottweiler Schichten und Unterperm in konkordanter Verknüpfung stehen, wohl auf die saalische Phase der variscischen Gebirgsbildung zurückzuführen.

In der nördlichen Randzone des Rheinischen Schiefergebirges (I) wurde schon oben (vergl. „asturische Faltung") der Hauptteil der Querbrüche des asturisch gefalteten Untergrundes in die saalische Phase der variszischen Gebirgsbildung verlegt.

Im Saar-Nahegebiete (III) hat Leppla[3]) 1895 die ungleichförmige Lagerung zwischen den höchsten Schichten des Unteren Rotliegenden (Tholeyer Schichten) und den tiefsten des Oberen (Söterner Schichten) erkannt und daraus auf eine Gebirgsbildung zwischen Unter- und Oberrotliegend geschlossen (vergl. auch Keßler, a. a. O.). Eine etwas jüngere Störungsphase, die nach Leppla nach den Sötener Schichten und vor den Waderner Schichten eingetreten sein soll, besteht aber nach den Ausführungen von F. Kühne[4]), der die Söterner Schichten als Fazies der tieferen Waderner Schichten in der Nähe der Nohfelder Porphyrmasse erkannt hat, nicht mehr zu Recht.

Im Französischen Zentralplateau (XIII), wie auch in seinem nördlichen Ausläufer, dem Morvan, und seinem südlichen, der Montagne Noire, ist das diskordant (siehe oben) auf älteren Gesteinen liegende Stéphanien mit dem Unterperm (Autunien) konkordant verknüpft und gefaltet. Erst das Saxonien (Oberrotliegend) tritt diskordant und übergreifend auf. Die Faltung der Kohlenbecken des Zentralplateaus erweist sich also als intrapermisch (saalisch), und das darf auch wohl dort

[1]) H. Scupin, Die erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges. Sitzungsber. Pr. Ak. d. Wiss. 1916, LIII, S. 1266 ff.

[2]) W. Petrascheck, Geologische Studien vom Ostrande des polnischen und des Krakauer Steinkohlenreviers, a. a. O.

[3]) A. Leppla, Störungserscheinungen und Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes. Verh. Naturh. Ver. Rheinl.-Westf. 1895, S. 6.

[4]) F. Kühne, Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale Senke. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. 1922, Bd. XLIII, S. 426 ff.

gelten (z. B. Becken von Autun[1]), wo die Trias unter Ausfall von jüngerem Perm das gefaltete Unterrotliegend überdeckt. Allerdings kennen wir gerade im Zentralplateau noch jüngere variscische Bewegungen, wenn auch sehr geringfügige (siehe unter „Pfälzer Phase“).

Saalischen Alters ist die Hauptphase der variscischen Faltung in den Pyrenäen (XIV); von ihr ist z. B. im Département Ariège bei St. Girons usw. das durch seine marine Fauna ausgezeichnete Unterperm noch betroffen, das hier mit dem Oberkarbon konkordant verknüpft ist, während es vom Mittelperm (Saxonien) diskordant überdeckt wird[2].

Auch sonstige und zum Teil nicht unerhebliche posthume Faltungen des Stéphaniens im Gebiete der älteren armorikanischen Orogenese, wie in der Bretagne (Kap Finistère), in Asturien und in der Meseta Spaniens und Portugals sind gewiß auf die saalische Faltung zu beziehen. Dabei tritt auch in der Meseta das Mittelperm (Oberrotliegend) vielfach diskordant auf.

Von der saalischen Faltung im südlichen England (XI) war schon die Rede (vergl. asturische Faltung). Wir erkennen sie vielfach in Diskordanzen zwischen Upper Carboniferous, das z. T. noch die tieferen Ottweiler Schichten umfaßt, und roten Gesteinen des „Permian“, deren Alter zwar vielfach unsicher ist, die aber wohl nicht als Unterrotliegendes, sondern als Äquivalente des Oberrotliegenden gelten müssen[3].

In den Alpen ist saalische Faltung vielfach erkennbar. Recht intensiv hat sie in der Grauwackenzone der nördlichen Ostalpen gewirkt, wo in dem von der Trias diskordant überdeckten gefalteten und metamorphosierten Grundgebirge am Semmering noch Schatzlarer (Saarbrücker), am Kaisersberg (Steiermark) noch Ottweiler Flora bekannt geworden ist.

In den Karnischen Alpen (XVII) liegt eine geringe Diskordanz zwischen der marinen älteren Palaeodyas (Trogkofelschichten) und der kontinentalen jüngeren Palaeodyas (Verrucano und Grödner Sandstein). Sie ist auf die saalische Faltung zurückzuführen, die das nach der älteren Faltung im jüngeren Oberkarbon allmählich wieder vom Meer eroberte Gebiet erneut zum Festland machte.

Bei Litai in Krain findet sich eine deutliche Winkeldiskordanz zwischen Grödner Sandstein und Karbonschichten, die dort Stigmarien und Calamiten und bei Idria Productus Cora (Ottweiler bezw. Uralische Stufe) führen. Hier ist das marine Unterperm nach der

---

[1]) Michel-Lévy, a. a. O., S. 765.

[2]) Caralp, Le Permien de l'Ariège. Bull. Soc. géol. Fr., Serie IV, t. 3, 1903, S. 637 ff.

[3]) Vergl. Haug, Traité de Géologie, S. 769. Nach Haug ist Unterrotliegendes (Autunien) in England nicht nachgewiesen.

schwachen saalischen Faltung denudiert worden, während es in den Karnischen wie auch in den Julischen Alpen und weiter in einer sich durch Dalmatien ziehenden Zone erhalten geblieben ist.

In den Westalpen (XVI) folgen auf das Oberkarbon, von ihm durch rote Färbung unterschieden, Konglomerate usw., die als permisch gelten und zusammen mit dem Oberkarbon vor Ablagerung der Trias gefaltet worden sind (Pelvoux, Dents de Morcles). Es spricht alles dafür, diese „prätriadische" Faltung als saalisch und dementsprechend das rote Gebirge als Unteres Rotliegend aufzufassen[1]). Auch die nachkarbonische Diskordanz am Prarion (B. G. Escher, a. a. O., S. 31) ist eine intrapermische, da die konkordant unter der Trias und diskordant über dem Karbon liegenden „permischen" Gesteine als Äquivalent des Oberrotliegenden oder Oberperms zu deuten sind. Ferner fügt sich die Faltung des Stéphaniens von Manno am Luganer See[2]) der saalischen orogenen Phase ein, wenn wir den das gefaltete Grundgebirge überdeckenden Porphyrstrom nebst seiner Decke von Konglomerat und Sandstein (Grödner Schichten) dem Mittelperm (Oberrotliegend) oder Oberperm zuteilen, wie im allgemeinen mit den Grödner Schichten der Südalpen geschieht.

Hochbedeutsame jungvariscische Faltungen sind in Rußland nachweisbar.

Im Donezgebiete Südrußlands scheint das gesamte Karbon einschließlich der Schwagerinenschichten des obersten Oberkarbons in sich konkordant zu sein, was gegen sudetische und asturische Faltung spricht. Das salzführende Oberperm von Bachmut ist dagegen nicht mehr von der Faltung betroffen.

Im Ural besteht eine konkordante devonisch-karbonische Serie, und auch die Artastufe (Permokarbon) der Palaeodyas ist noch in Konkordanz mit den liegenden Schichten in die intensive Faltung einbezogen. Daß im Vorlande des Urals, d. h. außerhalb der Uralfaltung, Permokarbon und Perm konkordant zueinander liegen, beweist natürlich nichts gegen einen im Uralgebirge zwischen beiden Stufen eingetretenen Fal-

[1]) Damit soll keineswegs der gesamte „Verrucano" der Westalpen als Unterrotliegend gedeutet sein; im Gegenteil ist dort, wo im Bereiche des Karbons rotes Gebirge konkordant zum Mesozoikum liegt, ein oberrotliegendes oder jungpermisches Alter wahrscheinlich. Einstweilen kann vielleicht auf Grund der in Deutschland und z. T. auch in den Ostalpen zu machenden Erfahrungen die konkordante Verknüpfung einerseits mit dem Karbon (bei Diskordanz gegen das Hangende) anderseits mit dem Mesozoikum (bei Diskordanz gegen das Liegende, vergl. Prarion oder Bifertengrätli am Tödi) als Kriterium für die Zuteilung der roten Gesteine „permischen" Alters einerseits zum älteren Unterperm und anderseits zum jüngsten Unterperm oder Oberperm verwandt werden.

[2]) C. Schmidt u. G. Steinmann, Geol. Mitteil. aus der Umgebung von Lugano. Eclog. Geol. Helv. 1890.

B. G. Escher, a. a. O., S. 166 ff.

tungsakt. Die Angabe älterer Faltungen stützt sich im Ural auf Eruptionsvorgänge usw., anscheinend aber in keinem Falle auf Diskordanzen. Jedoch muß man in dieser Hinsicht wohl weitere Forschungen noch abwarten, die allerdings kaum etwas daran ändern werden, daß die Hauptfaltung des Urals gleich derjenigen des Donezgebietes in die saalische Phase zu verlegen ist.

Als saalisch ist wohl auch die vortriadische Faltung anzusprechen, die in Euböa[1]) das Obere Oberkarbon (Uralstufe) noch betroffen hat. Daß hier aber auch ältere Faltungen eingetreten sind, beweist die Diskordanz dieses jüngeren Oberkarbons über Schichten von angeblich devonischem Alter.

ε) Die pfälzische Gebirgsbildung

Die bereits von Reis[2]) und Leppla[3]) erkannten postoberrotliegend-prätriadischen Bewegungen des Saar-Nahe-Gebietes (III) gehen aus den Lagerungsverhältnissen zwischen Sand und Reuschbach in der Pfalz unzweifelhaft hervor. F. Kühne[4]) hat sich neuerdings mit diesen Verhältnissen befaßt und von einer „Pfälzer" Phase der variscischen Faltung gesprochen, wobei er im Anschluß an Leppla den damaligen Vorgängen eine erhebliche Bedeutung für jene Gebiete beimißt. Immerhin liegen schon nordöstlich von Sand-Reuschbach bei Stauff und ferner in der Gegend von Ottweiler und in der Trierer Bucht, wie auch in der Haardt, Oberrotliegend und Buntsandstein konkordant zueinander.

Wohl aber ist geringe pfälzische Faltung in den südlichen Vogesen angedeutet (IV).

Im Gegensatze zu den Auffassungen von Fr. Moesta[5]) ist im Richelsdorfer Gebirge nach den neueren Untersuchungen und Aufnahmen Kühnes (a. a. O.) die Konkordanz zwischen Oberrotliegend und Zechstein überall gewahrt und somit keine Gebirgsbildung zwischen diesen beiden Formationen anzunehmen. Ebensowenig ist im Harz und Kyffhäuser die mehrfach angenommene Diskordanz zwischen Rotliegend und Zechstein kurzhin, d. h. also nach Ablagerung auch des Oberrotliegend, erkennbar (Schriel, a. a. O.). Eine Diskordanz, nämlich die saalische, ist zwischen Unterrotliegend und Zechstein vorhanden; wo sich aber Oberrotliegend einschiebt, liegt die Diskordanz zwischen diesem und dem Unterrotliegend, nicht aber zwischen Oberrotliegend und Zechstein.

---

[1]) M. J. Deprat, Étude géologique et pétrographique de l'Ile d'Eubée. Thèses Fac. Scienc., Paris 1904.

[2]) O. Reis, Erl. z. Bl. Zweibrücken, München 1903, S. 103, 169, 174.

[3]) A. Leppla, Der Buntsandstein im Haardtgebirge. Geogn. Jahresh. 1888, S. 62.
Derselbe, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im Südostflügel des pfälzischen Sattels. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., Bd. XIV, 1892, S. 135.

[4]) F. Kühne, a. a. O., S. 426—456.

[5]) Fr. Moesta, Erl. z. Bl. Sontra d. geol. Spezialk. Preuß., Lfg. 8.

Auch sonst könnten schließlich pfälzische orogene Bewegungen in solchen Fällen eingetreten sein, in denen älteres Perm oder Oberkarbon diskordant unter der Trias liegen und das jüngere Perm fehlt. Aber die pfälzische Faltung scheint doch, wie die eigentlich durchweg festzustellende Konkordanz zwischen Oberperm und Trias zeigt, nur einen recht geringfügigen Ausklang der variscischen Gebirgsbildung gebildet zu haben. Somit liegt es nahe, bedeutsamere Faltungen, wie etwa die „prätriadische" des westalpinen Oberkarbons, wenigstens in der Hauptsache nicht zur pfälzischen, sondern zur saalischen Phase zu rechnen, wie oben auch geschehen ist. Das scheint mir in den Westalpen auch für die Faltungen in Savoyen und den Dents de Morcles zu gelten, die nach der von B. G. Escher (a. a. O., Tab. 1) gegebenen Zusammenstellung zwischen Oberperm und Trias angenommen worden sind.

Im westlichen Vorlande des nördlichen Urals (XIX) ist im Tschernyschewgebirge nach Feststellung von N. Kulik[1]) der nach der Artinskstufe eingetretenen uralischen Hauptfaltung eine abgeschwächte Faltung nach dem Oberperm gefolgt. Diskordant dazu liegt Oberjura. Die Faltung mag der Pfälzer Phase angehören, wenn sie schließlich auch jünger sein könnte.

Ferner bestehen im Süden des Französischen Zentralplateaus (XIII) geringe Diskordanzen zwischen Oberperm und Trias, die auf schwache orogene Bewegungen hinweisen[2]). Auch in den Pyrenäen und Seealpen dürfte die „pfälzische" Orogenese angedeutet sein[3]).

In England[4]) (XI) ist zwischen Oberperm und Trias weithin eine sehr geringe Diskordanz vorhanden; sie gibt relativ unbedeutende Störungen des Perms vor Ablagerung der Trias zu erkennen. Im Tale des Eden westlich der Pennine Range liegt sie über dem oberpermischen Magnesian Limestone und unter gipsführenden roten Mergeln, über denen der triadische St. Bees-Sandstein folgt[5]). Im südlichen England ist aber die Verknüpfung von Perm und Trias so innig, daß es sogar schwer ist, die Grenze zwischen beiden Formationen zu ziehen.

In der Pfalz liegt, wie wir gesehen haben, die vortriadische Faltung zwischen Oberrotliegend und Buntsandstein. Sie könnte danach vor- oder nachoberpermisch und schließlich auch intraoberpermisch sein. In anderen genannten Gebieten erweist sie sich aber als jüngst-

---

[1]) N. Kulik, Vorl. Bericht über eine Reise nach der Bolschesemelskaja-Tundra. Sap. d. Min. Ges. 51, Lfg. 1, St. Petersburg 1918 (Russisch). Referat von Obrutschew im Geol. Zentralbl. 30, Nr. 1304.

[2]) Haug, Traité, S. 871 u. 918.

[3]) Derselbe, Traité, S. 803 u. 872.

[4]) Vergl. A. J. Jukes-Browne, l. c., S. 215.

[5]) P. F. Kendall in Hdb. Reg. Geol., The British Isles, 1917, S. 188.

permisch bezw. nachpermisch-vortriadisch, und somit liegt es nahe, auch die Faltung des Pfälzer Sattels etwa in die Zeit zwischen Oberperm und Trias zu verlegen.

Eine „Diskordanz“ zwischen Oberrotliegend und Zechstein wird von G. Berg[1]) aus der Mittelsudetischen Mulde angegeben, indem dort der Zechstein bald auf älterem, bald auf jüngerem Oberrotliegend ruht. Aber sie ist derartig unbeträchtlich, daß ich sie mit A. Born[2]) als „epirogen“ deuten möchte. Daß der Zechstein dort auch auf älterem Rotliegenden und an einer Stelle sogar auf Ottweiler Schichten liegt, kann natürlich mit der saalischen Faltung zusammenhängen.

ξ) Rückblick auf die variscische Gebirgsbildung Europas

Die pfälzische Orogenese kann bei einem Rückblicke auf die variscischen Faltungen Europas wegen ihrer geringen Bedeutung vernachlässigt werden.

Es bleiben die vier Hauptphasen variscischer Faltung.

Von ihnen ist die älteste, die bretonische, erst am wenigsten erkannt. Die jüngste Faltung, die saalische, erscheint im allgemeinen nur als eine mehr oder weniger verschwächte Wiederholung der intrakarbonischen (sudetisch-asturischen) Faltung; eine bedeutsame Ausnahme macht aber Osteuropa, wo im Donjez-Gebiet und Ural die variscische Gebirgsbildung sozusagen ganz in die saalische Faltungszeit zu stellen ist. Das gilt außerhalb Osteuropas auch für die Pyrenäen. Ferner geht in Teilen der Alpen die Bedeutung der saalischen Faltung über diejenige einer „Nachphase“ hinaus (vergl. Grauwackenzone der nördlichen Ostalpen).

Sehen wir von Osteuropa ab, so ist die variscische Faltung Europas in der Hauptsache intrakarbonisch („sudetisch-asturisch“). Dabei ist zunächst im variscischen Bogen im engsten Sinne, d. h. von den Vogesen bis zu den Sudeten, die überwiegende Bedeutung der sudetischen Faltung unverkennbar, während die asturische hier ihre Hauptwirkung in der nachträglichen Angliederung einer nördlichen Außenzone entfaltet hat. Daß dieses auch für den armorikanischen Bogen gilt, ist von vornherein wahrscheinlich, wenn auch wegen sozusagen völligen Fehlens der westfälischen Stufe außerhalb der nördlichen Randzone des armorikanischen Bogens nicht sicher erweisbar. Auch in den Westalpen ist die intrakarbone Faltung zwar nur in Einzelfällen als sudetisch sicher erkennbar, dürfte aber wohl durchweg in diese Zeit gehören. Demgegenüber haben wir eine wirklich bedeutsame Faltung von nachweislich asturischem Alter eigentlich nur in Asturien und wohl auch in

[1]) G. Berg, Beiträge zur Geologie von Niederschlesien. Abh. Pr. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 74, S. 18, Berlin 1913.

[2]) A. Born, a. a. O., S. 540 u. 541.

anderen Teilen Spaniens — abgesehen von der wohl sicher hierher zu stellenden Angliederung des Gebietes der subvariscischen Vortiefe von Westfalen bis England an den südlich liegenden älteren Faltenbau. Was sonst — vielleicht noch abgesehen von der Spanischen Meseta — an tektonischen Vorgängen mit Sicherheit in die asturische Zeit verlegt werden kann, ist dem Ausmaße nach unbedeutend und weithin auch nur germanotyp. Aber die Möglichkeit, daß auch andere bedeutende Orogenesen hierher gehören könnten, ist schließlich gegeben.

Alles in allem scheint aber doch die sudetische Faltung auf europäischem Boden bedeutendere Wirkungen gehabt zu haben, als die asturische.

Nach den vorstehenden Ausführungen sind die variscischen Faltungsphasen nach ihrer Bedeutung für Europa, abgesehen von Osteuropa, in der Reihenfolge sudetisch, asturisch, saalisch, bretonisch, pfälzisch anzuordnen. Die variscische Faltung beginnt also mit einem etwas unbedeutenderen Auftakte vor Ablagerung des Karbons; sie erreicht ihre größte Intensität in der folgenden, der postunterkarbonen-voroberkarbonen Phase; sie wiederholt sich recht kräftig in der asturischen Phase und klingt dann in der saalischen Phase fast aus, denn was die pfälzische Phase noch bringt, ist äußerst geringfügig. Eine Ausnahme besteht, wie hier nochmals gesagt sei, in Osteuropa (Donjez-Gebiet, Ural) und in den Pyrenäen, wo der variscische Faltenwurf sozusagen ausschließlich auf die saalische Phase zurückgeht.

c) Variscische Gebirgsbildungen in Nordamerika

Im westlichen Nordamerika (XXI) fällt die erste große Phase der variscischen Faltung etwa in den Ausgang der devonischen Zeit. Sie ist im östlichen Kanada von Neu-Fundland durch Neu-Schottland, Neu-Braunschweig und die Halbinsel Gaspé bis in die nordöstlichen Vereinigten Staaten zu verfolgen. Schon Dawson hatte die bedeutende Diskordanz des Unteren Karbons über den älteren Schichten erkannt. Danach erweist sich also die Faltung zunächst als älter als Unterkarbon, und so hat auch E. Sueß (Antlitz der Erde, III, 2, S. 70 ff.) das vorkarbonische Alter dieser Faltung als besonderen Hinweis auf die Zugehörigkeit der Appalachien zu den „Altaïden“ hervorgehoben. Von ihr betroffen ist auf Gaspé noch der Gaspé-Sandstein, der neben einer Fauna von Oriskany- (Oberes Unterdevon) bis Hamilton- (Mitteldevon) Charakter die Psilophyton-Arthrostigma-Flora enthält, die älter ist als die im Oberdevon verbreitete Archaeopteris-Flora.

Auf der Halbinsel Gaspé ist nun erkennbar, daß die Faltung nicht nur älter ist als das Unterkarbon, sondern auch als die „Bonaventure-Formation“, deren rotgefärbte Konglomeratmassen in prachtvoll aufge-

schlossenen Profilen die gefalteten silurisch-devonischen Sedimente flach überlagern[1]).

Logan hat die Bonaventure-Schichten für altkarbonisch gehalten. Nach J. M. Clarke sind sie jüngstdevonisch-altkarbonisch, doch scheint auch nach ihm (a. a. O., 1908, S. 96) eine geringe Möglichkeit zu bleiben, daß sie in ihrer Gesamtheit altkarbonisch sind.

Die Faltung im Liegenden der Bonaventure-Formation wird im allgemeinen als „devonisch" bezeichnet, und Blackwelder[2]) verlegt in seinem Schema der Faltungen diese „Brunswickian-Orogeny" sogar schon in den Ausgang des Mitteldevons. Aber das Alter dieser für das akadische Amerika so bedeutsamen Faltung ist heute noch nicht mit Sicherheit anzugeben und es besteht noch die Möglichkeit, daß sie im Sinne von Sueß ein Gegenstück zu den vorkarbonischen Faltungen Europas sei, möglicherweise entfallend in eine jungoberdevonische Vorphase der bretonischen Faltung, die vielleicht auch auf europäischem Boden zu erkennen ist (vgl. S. 85).

Ob sonst bretonische Faltungen in Nordamerika eingetreten sind, steht dahin; vielleicht sind solche in Nordkalifornien schwach angedeutet.

Auch über irgendwie nennenswerte Winkeldiskordanzen innerhalb des Unterkarbons ist bisher nichts bekannt, vielmehr scheint überall völlige Konkordanz gewährt zu sein. Allerdings sind ausgedehnte „Unconformities" da, so besonders aus der Zeit zwischen der Tournai- und der Visé-Stufe, in der Nordamerika vorübergehend fast ganz verlandet war.

Die sudetische Faltung ist in Amerika nur ganz schwach angedeutet; allerdings sind „Diskontinuitäten" zwischen Unter- und Oberkarbon weithin vorhanden, aber im allgemeinen nicht mit Diskordanzen verknüpft. So ereigneten sich auch in den Appalachien keine irgendwie beträchtlichen Faltungen in dieser Zeit. Höchstens wäre auf die „Windsor Disturbance" Schucherts (Textbook, 2. Aufl., S. 344—369) zu verweisen, die in den akadischen Gebieten Kanadas zwischen Mississippian und Pennsylvanian eintrat. Sie ist der zweite und stärkste jener vier von Bell im akadischen Karbon unterschiedenen tektonischen Vorgänge, die wohl in der Hauptsache als epirogen bezw. synorogen anzusprechen sind. Bei der Windsor Disturbance liegt aber eine „mehr oder weniger winklige" Diskontinuität vor.

---

[1]) J. M. Clarke, Early devonic history of New-York and eastern North-America, N. Y. State-Museum, Memoir IX, 1908.

Derselbe, Intern. Geolog. Congr. Canada 1913. Guide-Book 1, S. 85 ff.

Derselbe, N. Y. State Mus. Bull. 177. Eleventh Report of the Director 1914.

[2]) Elliot Blackwelder, A Summary of the Orogenic Epochs in the Geologic. History of North-Amerika. Journ. of Geol.. Vol. XXII, 1914, S. 633 ff. Vergl. auch E. Blackwelder, Handb. Reg. Geol., Unites States of America, Heidelberg 1912.

Ferner ist in einigen Zentralstaaten, so entlang dem Missisippi in Illinois, Iowa und Missouri, das Unterkarbon vor Ablagerung des Oberkarbons leicht gefaltet und verworfen worden. Auch in New-Mexiko sind schwache Bewegungen zwischen Mississippian und Pennsylvanian eingetreten.

Wir vermissen diese Phase in Blackwelders Faltungsschema; ihm waren die Störungen wohl zu unbedeutend, um sie als besondere Orogenese aufzufassen. Immerhin handelt es sich z. B. in den Zentralstaaten um, wenn auch schwache, so doch echte orogene Vorgänge (Kurzfristigkeit, örtlich auch etwas stärkere Winkeldiskordanzen, wie sie nicht durch epirogene Bewegungen in einem relativ kurzen Zeitabschnitte geschaffen werden können). Ein besonderes Interesse knüpft sich aber an sie wegen der Gleichzeitigkeit mit hochbedeutsamen Faltungsvorgängen in Mitteleuropa und in anderen Erdteilen.

Der Faltung vor dem Stéphanien im armorikanisch-variscischen Gebirge Europas, d. h. also der asturischen, entspricht die „Arkansan-Orogeny“ Blackwelders, die im südlichen Teile der mittleren Vereinigten Staaten in dem „Ouachita Mountains-System“ nachweisbar ist. Für die Festlegung kommt insbesondere in Betracht, daß nach J. A. Taff[2]) in den Arbuckle M^{ts} die Caney-Schiefer des älteren Oberkarbons noch mitgefaltet sind, während das jungoberkarbone Frank-Konglomerat diskordant über ihnen liegt. Nach der Darstellung von Taff[3]) handelt es sich hier nur um die Vorphase eines weit bedeutenderen jüngeren Faltungsaktes (s. unten).

Die bedeutsamste Phase der variscischen Faltung Nordamerikas ist die appalachische, die im Westen des Kontinents in einer breiten, die Alleghanies einschließenden Zone von Alabama bis zum St. Lorenz-Strom in der „Appalachian-Structure“ erkennbar ist. Schichten des älteren Perms sind in die Faltung noch einbezogen, während das triadische Newark-System nicht mehr von ihr betroffen ist. Sie trat also in dem Intervalle zwischen Unterperm und Trias ein und gilt im allgemeinen als „spätpermisch“. Große Wahrscheinlichkeit geht dahin, daß sie den saalischen Faltungen Europas entspricht, wenn schließlich auch ein etwas jüngeres Alter, vielleicht entsprechend der Pfälzer Phase, zutreffen

---

[1]) Ch. Keyes, Paleozoic Diastrophics of the Northern Mexican Tableland. Journ. of Geol. 1920, Vol. XXVIII, S. 75 ff.

[2]) J. A. Taff, Geology of the Arbuckle and Wichita M^{ts} in Oklahoma. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 31, 1900, S. 34.

[3]) Taff stellte allerdings die Caney-Schiefer ins Mississippian und das Frank-Konglomerat an die Basis des Pennsylvanian, und nach ihm trat daher die Faltung „nahe Beginn des Pennsylvanians oder Ende des Mississippians“, d. h. in der sudetischen Phase, ein. Girty hat aber später die Caney-shales in das Oberkarbon gestellt, und nach der von ihm beschriebenen Fauna (U. St. Geol. Surv. Bull. 377) sind unterkarbonische (Glyphioceras) und altoberkarbonische Formen (Eumorphoceras) in ihm enthalten.

könnte. Auch für den Bereich der appalachischen Faltung der östlichen Vereinigten Staaten und Ostkanadas weise ich auf die innige Verknüpfung von Oberkarbon und Unterperm hin, die es auch hier oft schwer macht, eine sichere Grenze zwischen beiden Formationen zu ziehen. Auch hier kann also von einer Faltung „zwischen Karbon und Perm“ nicht die Rede sein.

Die Fortsetzung der appalachischen Falten, die den (erweiterten) Kanadischen Schild im Südosten umsäumen, erblickt man seit *Dana* in den schon genannten Ouachita-M^{ts}, die dieses Schwellengebiet an seinem Südrande in Arkansas, dem Indianer-Territorium (Arbuckle-M^{ts}) und Oklahoma (Wichita-M^{ts}) umziehen. Die Faltung geht hier ost-westlich und im westlichen Teile auch mehr westnordwestlich. In den Arbuckle-M^{ts} fanden wir bereits eine Faltung von wahrscheinlich asturischem Alter; aber die *Hauptfaltung* ist hier jünger, denn sie hat das jüngere Pennsylvanian betroffen und ist älter als die flachliegenden „permischen“ Red Beds.

Die Möglichkeit, die Zweiphasigkeit des Faltungsvorganges nachzuweisen, ist im Ouachita-System außerhalb der Arbuckle-M^{ts} und in den Nachbargebieten nicht gegeben. So stecken im Grundgebirge der Wichita-M^{ts} nur kambrisch-ordovizische Schichten, diskordant überdeckt von Red Beds, und im Kohlenfelde von Mittel-Arkansas ist Unteres Oberkarbon noch mitgefaltet, während jüngeres fehlt. Es liegt aber wohl nahe, auch in den Wichita-M^{ts} die Hauptfaltung in die jüngere Phase der Faltung der Arbuckle-M^{ts} zu verlegen. Gegen die Auffassung, daß die Hauptfaltung der Ouachita-M^{ts} gleichaltrig mit derjenigen der Appalachien und gleich dieser saalisch sei, erscheint ein Einwand kaum gerechtfertigt, denn es spricht nichts dagegen, die Red Beds als *jüngeres* Perm aufzufassen. Damit entfällt der nach *Blackwelder* vorhandene Altersgegensatz zwischen den appalachischen Falten und ihrer Fortsetzung im Ouachita-System, vielmehr ist in beiden Fällen die Faltung oder doch die *Haupt*faltung appalachisch, während allerdings im Ouachita-System noch eine in den Appalachien bisher nicht erkannte asturische Vorphase nachweisbar ist.

Die Ouachita-Faltung verklingt bald nach Norden, denn nördlich des Arkansasflusses liegt das Oberkarbon schon fast horizontal. Weiter südlich ist in den Llanos von Zentral-Texas älteres Pennsylvanian noch in die schwache Faltung einbezogen, während jüngeres fehlt.

Irgendwie stärkere „appalachische“ Faltungen fehlen im Westen der Vereinigten Staaten; nur hier und da sind geringe Diskordanzen zwischen „Perm“ und Trias vorhanden, die in denjenigen Fällen, wo das „Perm“ dem *Unterperm* angehört, auf schwache Bewegungen von „appalachischem“ Alter hinweisen könnten.

Besonders hervorzuheben ist, daß von den beiden großen Geosynklinalen des nordamerikanischen Kontinents die westliche („Rocky-Mts-

trough“) von der variscischen Faltung sozusagen unberührt blieb und die östliche („Appalachian-trough“) erst in der letzten Hauptphase von ihr betroffen wurde.

d) Die Bedeutung der Einzelphasen der variscischen Gebirgsbildung diesseits und jenseits des Atlantik

Es ist so oft von der Gleichaltrigkeit der variscischen Faltungen in Europa und im östlichen Nordamerika die Rede gewesen, besonders nachdem Marcel Bertrand[1]) und E. Sueß auf den Zusammenhang der armorikanischen Ketten mit dem appalachischen Systeme hingewiesen hatten. So hat Sueß die Zugehörigkeit der Appalachien zu den europäisch-asiatischen „Altaïden“ nicht zum wenigsten „durch die Gleichzeitigkeit der Diskordanz an der Basis des Kulm und den Abschluß des Aufbaues vor dem Eintritte der Ottweiler Flora oder des Perm“ (Antl. d. Erde. III, 2, S. 70) begründet.

Hierzu ist allerdings zunächst zu sagen, daß erstens die Diskordanz an der Basis des Unterkarbons in den hier in Betracht kommenden akadischen Gebieten vielleicht etwas älter ist, als in Europa, indem sie auf eine wohl auch in Europa angedeutete Vorphase der bretonischen Faltung zurückgehen könnte; und zweitens ist jenseits des Atlantik der „Abschluß des Aufbaues“ nicht schon vor dem Eintritte der Ottweiler Flora oder des Perm erfolgt, sondern erst nach der Ottweiler Zeit und auch nach dem Unterperm oder doch dem Hauptteile desselben.

Im großen und ganzen ist gewiß das armorikanisch-variscische Gebirge Europas mit dem Appalachiensysteme gleichaltrig, denn beide sind, abgesehen von kaledonischen Anfängen, variscisch. Aber in der Zugehörigkeit zu den Einzelphasen besteht doch eine starke Gegensätzlichkeit. Dabei betrachte ich mit Rücksicht auf die Unsicherheit des genaueren Alters der transatlantischen bretonischen Falten nur die postbretonischen Phasen.

In den cisatlantischen Gebieten war die variscische Hauptfaltung im wesentlichen sudetisch-asturisch, und zwar wenigstens im variscischen Gebirge i. e. S. sudetisch, was aber im armorikanischen Gebirge nicht sicher erweisbar ist. Die sudetische Faltungsphase ist jedoch in den Appalachien kaum angedeutet. Ebenso suchen wir in den eigentlichen Appalachien vergeblich nach irgendwie nennenswerten Anzeichen einer asturischen Faltung. Diese erscheint erst in den Südstaaten jenseits des Mississippi im Ouachita-System, das man zwar als die Fortsetzung der Appalachien auffaßt; doch auch hier ist sie nicht die Hauptfaltung, sondern nur der Vorläufer einer solchen.

---

[1]) M. Bertrand, La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. Bull. Soc. géol. Fr., Série 3, 1887, S. 423ff.

Umgekehrt ist die variscische Hauptfaltung der transatlantischen Gebiete, die intrapermische (saalische), in den cisatlantischen Gebieten und namentlich in Westeuropa, das hier besonders in Betracht kommt, nur ein verhältnismäßig schwacher Nachklang der intrakarbonen Hauptfaltung.

Die postbretonischen Hauptphasen der cisatlantischen Faltung sind also im östlichen Nordamerika kaum erkennbar; umgekehrt ist die Hauptphase der transatlantischen Faltung im cisatlantischen armorikanisch-variscischen Gebirge nur eine Nebenphase.

Im Zusammenhange damit mag auch hervorgehoben sein, daß, während die ältere kaledonische (takonische) Faltung im östlichen Amerika und diesseits des Ozeans wohl annähernd gleich bedeutungsvoll gewesen sein mag, die jungkaledonische Faltung, d. h. Europas kaledonische Hauptphase, in Amerika kaum angedeutet ist.

Ich hebe dieses alles zur Richtigstellung von Angaben in der Literatur hervor, bin aber durchaus nicht der Meinung, daß schon die Ungleichwertigkeit der einzelnen Faltungsphasen der cis- und transatlantischen Gebiete gegen die Vereinigung des armorikanischen Bogens mit den appalachischen Falten zu einem einheitlichen Gebirgssysteme spräche. Denn auch in anderen einheitlichen Gebirgssystemen ist auf viel näherem Raume die Bedeutung der Einzelphasen sehr wechselnd (vergl. mesozoische Faltung der Alpen). Und wenn ich weiter unten die Hauptfortsetzung der armorikanischen Falten in Spanien suche, ohne dabei die Möglichkeit einer teilweisen Fortsetzung auch nach Amerika zu verneinen, so geschieht das aus ganz anderen Gründen, als der Ungleichwertigkeit der einzelnen Faltungsphasen diesseits und jenseits des Atlantik. Diese steht aber keineswegs in Widerspruch zum orogenen Gleichzeitigkeitssatze, nach dem sich die Faltung zwar in Phasen von weltweiter Bedeutung ereignet, ohne daß sie aber in allen Phasen in allen großen Geosynklinalen eintreten müßte. Tatsächlich hat ja die sudetisch-asturische Faltung der cisatlantischen Gebiete bedeutsame Gegenstücke auch auf amerikanischem Boden (Südamerika), allerdings nicht gerade in der appalachischen Geosynklinale; und tatsächlich ist auch die saalische (appalachische) Faltung in Europa vielfach die variscische Hauptfaltung, nur nicht gerade im variscisch-armorikanischen Gebirge im engeren Sinne.

e) Variscische Gebirgsbildungen in Südamerika

Es ist sehr bemerkenswert, daß in den pazifischen Ketten Südamerikas variscische Faltungen, die in den pazifischen Ketten Nordamerikas zu fehlen scheinen, in weitem Umfange nachweisbar sind, doch scheitern genaue Zeitbestimmungen vielfach an der Lückenhaftig-

keit der Profile, und z. B. ist an vielen Stellen der Anden zunächst nur zu sagen, daß die Faltung älter ist als die Trias. Sodann scheint ja in Südamerika das Untere Oberkarbon (Moskaustufe) fast ganz zu fehlen, während das Obere Oberkarbon (Uralstufe) recht verbreitet ist; damit ist hier aber fast in allen Fällen eine Unterscheidung sudetischer und asturischer Gebirgsbildung von vornherein unmöglich gemacht, und so kann hier meist nur von „sudetisch-asturisch“ (im Sinne von sudetisch oder asturisch) gesprochen werden. Fehlt dann auch noch, wie ganz allgemein zuzutreffen scheint, das Unterkarbon unter der transgredierenden Uralstufe, so liegt sogar noch die Möglichkeit des bretonischen Alters der Faltung vor; allerdings ist dort, wo Unterkarbon und Devon zusammen bekannt sind (Argentinien), die Konkordanz zwischen beiden gewahrt, also eine bretonische Faltung nicht angedeutet.

Eine der variscischen Phasen aus dem langen Intervall vom Devon bis zum Oberen Oberkarbon kommt auch im Amazonas-Becken für die Erklärung der schwachen Diskordanz im Liegenden des Oberen Oberkarbons[1]) in Betracht.

Recht bemerkenswerte Ergebnisse über zeitlich z. T. genauer festlegbare ältere Gebirgsbildungen in Argentinien haben vor allem die Untersuchungen J. Keidels gezeitigt[2]). Die Spuren dieser Vorgänge finden sich östlich der vorherrschend im Tertiär gefalteten Hauptkordillere in den zunächst an die Hauptkordillere anschließenden Vorkordilleren (XXIII) und weiterhin in der Zone der pampinen Sierren, die den Übergang zur alten Brasilischen Masse vermittelt. Nach Keidel (1922, S. 168) ergibt sich dort etwa folgendes Schema durch die „La Rioja-Schichten“ (= Karru Südafrikas und Gondwana Indiens):

Rhät (= Stormberg-Schichten Südafrikas)

Diskordanz

Triadische rote Sandsteine der pampinen Sierren (= Oberes Beaufort Südafrikas)

Örtliche Diskordanzen

Oberpermische Catuna-Schichten (= Damuda Indiens)

Große intrapermische Diskordanz

Unterperm, an Basis Glazial (= Ecca und Dwyka Südafrikas bezw. Karharbari und Talchir Indiens)

Basaldiskordanz der La Rioja-Schichten.

---

[1]) Fr. Katzer, Grundzüge d. Geologie des unteren Amazonasgebietes. Leipzig 1903.

[2]) Vgl. u. a. J. Keidel, Über das Alter, die Verbreitung und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen tektonischen Strukturen in den argentinischen Gebieten. 12. Int. Geol. Congr. Toronto 1913, S. 671 ff.

Derselbe, Observaciones geologicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anal. Minist. Agric. Rep. Argentina, Bd. 15, 2. Buenos Aires 1921.

Derselbe, Sobre la Distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina. Bolet. Acad. Cordoba, t. XXV, 1922, S. 239–368.

Die Diskordanz, mit der die unterpermischen Glazialbildungen über Silur, Unterdevon, kontinentalem Unterkarbon und Schichten von sehr wahrscheinlich oberkarbonischem Alter liegen, dürfte wohl auf asturische Bewegungen hinweisen. Jedenfalls fehlt bisher noch jeglicher Beweis, daß in jenen wahrscheinlich oberkarbonischen Schichten auch das jüngere Oberkarbon (Stéphanien) vertreten sei.

Die gegen die pampinen Sierren und die Brasilische Masse, also gegen Osten, gerichtete, sehr kräftige und nach Keidel auch mit Deckenbildungen verknüpfte Hauptfaltung der Vorkordilleren, die wir z. B. in den Provinzen San Juan und Mendoza finden, hat das ältere Gondwana einschließlich der Schichten mit der Fauna des kapländischen Ecca noch betroffen, nicht aber auch die oberpermischen Catunaschichten. Sie ist mit den saalischen Faltungen Europas und gewiß auch mit der Alleghany-Faltung der Vereinigten Staaten zu identifizieren. Im Gegensatze zu den Präkordilleren spielt sie in den pampinen Sierren nur eine geringe Rolle. Endlich finden sich nach Keidel im Südosten der Sierra de Umango noch Andeutungen einer Faltung, die jünger ist als die große intrapermische, dabei aber älter als die roten Sandsteine der pampinen Sierren, die wohl mit Recht als triadisch gelten. Hier dürfte wohl ein Äquivalent der pfälzischen Faltung der mitteleuropäischen Gebiete zu erblicken sein. Von der im obigen Schema noch angegebenen Diskordanz im Liegenden des rhätischen Anteils der Gondwana-Schichten wird später die Rede sein.

Alles in allem ist also in den Vorkordilleren des nordwestlichen Argentiniens die saalische Faltung als Hauptfaltung kenntlich; daneben scheinen noch asturische und pfälzische Bewegungen eingetreten zu sein.

Die nördliche Fortsetzung der jüngeren Faltung der Präkordilleren von San Juan und Mendoza hat Walter Penck[1]) im Bereiche der Puna de Atacama geschildert. Auch hier steht einer westlichen Zone mit „sicher permischer“ Gebirgsbildung (Famatina-Kette) eine östliche (Sierra de Fiambalá) mit „älterer, noch nicht näher bestimmbarer, aber jedenfalls auch paläozoischer“ Orogenese gegenüber.

Die intrapermischen Faltungen im Unterbau der argentinischen Anden sind nach Keidel der Anfang der „Gondwaniden“, d. h. eines alten Faltenzuges, der von der Puna de Atacama bis zum Kaplande den Südrand des brasilo-afrikanischen Kontinents umschlingt und dessen Faltung gegen diesen Kontinent gerichtet ist. Überall in den „Gondwaniden“ ist das glaziale Perm noch von der Faltung betroffen. Ein Stück dieser Gondwaniden wird in der südöstlichen Fortsetzung der Präkordilleren in den Sierren der Provinz Buenos Aires, die sich von der atlantischen Küste nach Nordwesten weit ins Land erstrecken, sichtbar.

[1]) W. Penck, Der Südrand der Puna de Atacama. Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Ak. d. Wiss., Bd. XXVII, Nr. 1. Leipzig 1920.

Hier ist das glaziale Unterperm noch mitgefaltet, während jüngere La Rioja-Schichten fehlen[1]). Von der Fortsetzung der „Gondwaniden“ in den Kapketten des südlichen Afrikas wird weitherhin gesprochen werden. Da aber dort die Faltung nach aller Wahrscheinlichkeit vorrhätischen Alters ist, also in jener Zeit eintrat, die sich auch in den argentinischen Vorkordilleren als eine schwache Faltungsphase erweist (vgl. obiges Schema), so ist schließlich die Möglichkeit gegeben, daß auch in den Sierren von Buenos Aires die Faltung wenigstens z. T. erst jungtriadisch sein könnte.

Alles in allem scheint sich hinsichtlich des Alters der variscischen Faltungen in Südamerika folgendes zu ergeben:

Eine bretonische Faltung ist bisher nicht erkennbar gewesen und wohl auch nicht eingetreten.

Die Hauptphase der variscischen Faltung des Grundgebirges der Anden war sudetisch-asturisch. Speziell asturischen Alters scheint eine ältere Faltung in den argentinischen Präkordilleren gewesen zu sein. Bedeutsame Faltungen saalischen Alters sind in einer die Brasilische Masse im Südwesten und Süden umrandenden Zone von der Puna de Atacama durch die argentinischen Präkordilleren bis zu den Sierren von Buenos Aires eingetreten. Sie haben Unterperm noch betroffen und sind, wie sich wenigstens im Nordwesten Argentiniens erkennen läßt, älter als das jüngere Perm.

f) Variscische Gebirgsbildungen in Afrika

In Südafrika wird die Hauptfaltung der Kapketten mit Unrecht als „variscisch“ bezeichnet, denn sie ist erst in der Trias erfolgt. Variscische Faltung tritt hier ganz zurück. Zum Ausdruck kommt sie an manchen Stellen, z. B. in den Bokkeveld Bergen, in einer geringen Diskordanz zwischen dem mindestens in seinem Hauptteile devonischen Kapsysteme und dem altpermischen Dwyka[2]).

Im Kongostaate fehlt es trotz der grundlegenden Arbeiten von J. Cornet[3]) über die dortigen stratigraphischen „Systeme“ und die

[1]) Vgl. J. Keidel, a. a. O. und „La Geologia de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas de Sud Africa y los Andes“. Anal. Minist. de Agric. Rep. Argentina, Tome XI, Nr. 3, 1916.

[2]) Vgl. u. a. F. H. Hatch and G. S. Corstorphine, The Geology of South Afrika, 2d ed. 1909, S. 335—338.

[3]) J. Cornet, Observations sur les terrains anciens du Katanga, faites au cours de l'Expédition Bia-Frasqui 1891—93. Ann. Soc. géol. Belg., XXIV, 1896/97. Mém. p. 25–190.

Derselbe, La Géologie du Congo d'après nos connaissances actuelles. Bull. Soc. Belge de Géol. etc., XII, 1895, S. 31ff.

Diskordanzen zwischen ihnen noch an einer befriedigenden Feststellung der Altersverhältnisse der Schichtkomplexe. Die Faltung nach Ablagerung des „3.“ Systems („nichtmetamorphes Paläozoikum“) in Katanga und am unteren Kongo möchte Cornet mit erheblicher Zurückhaltung als „hercynisch“ deuten. Über den Falten liegen im Kongostaate die permo-triadischen Kundelungu-Schichten.

In Nordwestafrika[1]) zeigen das Grundgebirge des Hohen Atlas und überhaupt der Atlasgebirge und vor allen Dingen das „Rumpfgebirge“ der marokkanischen und algerischen Meseta und der nördlichen Sahara die „hercynische“ Faltung der „afrikanischen Altaïden“. Das südliche Saharagebiet war damals schon Vorland der Faltung, — und so liegen im Zentralplateau von Tuareg und im nördlichen Mauretanien Devon und Karbon horizontal.

Der alte Faltenbau des Grundgebirges des Hohen Atlas enthält noch Unterkarbon und wird diskordant von einer mächtigen Serie rotgefärbter permischer Schichten („Oberperm“) überdeckt. Hier ist also die Möglichkeit einer genaueren Altersbestimmung des variscischen Faltungsvorganges nicht vorhanden. Im Südoran (Ghir-Susfana-Gebiet) und im Tidikelt ist das mit dem Devon konkordant verbundene Unterkarbon (Viséfauna!) noch von der Faltung betroffen, und nach Süden ist die variscische Faltung noch bis zum Ahenet und Muydir-Plateau verfolgbar. Hier fehlt Oberkarbon, während sich weiter ostwärts moskovische und uralische Schichten im Tassili einstellen[2]). Dort sind wir zwar schon außerhalb des Gebietes der variscischen Faltung, und die paläozoischen Schichten liegen fast tafelförmig. Immerhin besteht eine leichte Diskordanz zwischen Oberkarbon und Devon, während Unterkarbon fehlt. Sie weist, da wegen der Konkordanz von Oberdevon und Unterkarbon im Südoran, Tidikelt usw. eine bretonische Faltung nicht in Frage kommt, auf sudetische Bewegungen hin, und wir sind wohl berechtigt, überhaupt die variscische Faltung in der nördlichen Sahara in der Hauptsache in die sudetische Phase zn verlegen.

Für die variscische Faltung in der marokkanischen Meseta (nordwestliches Vorland des Hohen Atlas) ist eine genauere Altersbestimmung nicht zu geben, da bisher nur Silur und Devon im gefalteten und von Permo-Trias diskordant überdeckten Untergrunde sicher bekannt sind.

---

[1]) Vgl. insbes. Louis Gentil, La Géologie du Maroc etc. Ann. de Géogr. 1912, S. 133ff. — Derselbe, Le Maroc physic, Paris 1912; L. Lemoine, Handb. Reg. Geol., Afrique occidentale 1913.

[2]) E. Haug, Sur la structure géologique du Sahara central. C. R. Ac. Paris, 141, 1, 1905, p. 374—376.

g) Variscische Gebirgsbildungen in Asien und Australien

Im Bereiche Asiens tritt uns die variscische Faltung einerseits in den jungen Faltenzügen des Südens, die im Malayischen Archipel sich fortsetzen, und dann ganz besonders in den Rumpfgebirgen Zentralasiens, den Sueßschen „Altaïden“, entgegen.

In Kleinasien ist die Gesamtheit der paläozoischen Schichten, vielleicht mit Ausnahme einiger Bildungen von zweifelhaftem Rotliegend-Alter, gefaltet[1]). Insbesondere scheint die intrapermische (saalische) Faltung Bedeutung gehabt zu haben, mit der auch die ganz allgemein unter dem Mesozoikum vorhandene Diskordanz im wesentlichen in Verbindung zu bringen ist. So liegt z. B. eine deutliche Winkeldiskordanz bei Balia-Maaden in Mysien zwischen den oberkarbonischen Kalken und der mit einem Basalkonglomerat beginnenden Obertrias[2]), bei Gebseh in Bithynien zwischen Verrucano und Werfener Schichten[3]).

Im Bosporus-Gebiete sind in der paläozoischen Serie nach der Darstellung von Walther Penck[4]) zwei Diskordanzen vorhanden. Die ältere liegt zwischen devonischen Schichten und einer Quarzitserie unsicheren Alters, die jüngere zwischen dieser Quarzitserie und der Trias. Die jüngere dürfte der allgemein verbreiteten saalischen Diskordanz entsprechen, während das genauere Alter der älteren (nach Penck „oberdevonisch-karbonisch“) dahinsteht. Jedenfalls ist hier noch eine ältere Phase variscischer Gebirgsbildung vorhanden.

Nach Frech und von Arthaber[5]) liegen bei Djulfa in Armenien jungpermische Schichten, die im Hangenden konkordant mit der Trias verknüpft sind, diskordant über gefaltetem Karbon, das noch die moskovische Stufe umfaßt. Hier wie in den nördlichen Faltungszonen Persiens, so im Alburs, nimmt F. Frech intrapermische Faltungen an (Lethaea, S. 383), doch könnte schließlich auch asturische Faltung vorliegen; Oberes Oberkarbon ist zwar von Tietze im östlichen Alburs aufgefunden, aber es ist noch fraglich, ob es seinen Platz über oder unter der Diskordanz hat (Lethaea palaeozoica, S. 385). Auch weiterhin in den jungen Hochgebirgen Südasiens, so in Afghanistan und vor allem im Himalaya, tritt uns nach den bisher vorliegenden Nachrichten gerade die intrapermische (saalische) Phase der variscischen Faltung in einer gewissen Bedeutung entgegen.

---

[1]) Philippson, Hdb. d. Reg. Geol., Kleinasien, 1918, S. 140.

[2]) Haug, Traité, S. 900.

[3]) Diener, Marine Reiche der Triasperiode. Denkschr. Ak. W. Wien, Math.-phys. Kl., Bd. 92, S. 444 (40).

[4]) W. Penck, Grundzüge der Geologie des Bosporus-Gebietes, 1919.

[5]) F. Frech u. G. von Arthaber, Über das Palaeozoikum Nordarmeniens und Persiens. Beitr. Pal. Öst.-Ung., Bd. XII, 1900, S. 161.

Im Himalaya haben wir eine mächtige und in sich meist geschlossene Serie oberdevonisch-karbonischer Schichten, die bis in die Moskaustufe oder auch bis in die Uralstufe hinaufreicht. Sie ist in dem klassischen Spiti-Distrikte zu unterst unterkarbonisch, zu oberst uralisch. Ältere variscische Faltungen sind nach diesen Befunden nicht vorhanden oder jedenfalls von geringer Bedeutung. Es liegt aber eine bedeutsame und im allgemeinen mit Diskordanzen verknüpfte Lücke unter der „tibetanischen“ Transgression der permischen Productus-Schichten, die wieder konkordant mit der Trias verknüpft sind. Diener[1]) beruft sich auf das übereinstimmende Zeugnis aller Beobachter, daß diese Lücke die einzige in der Serie der marinen Schichten des Himalaya ist.

Im Burmanischen Bogen ist aber auch ältere variscische Faltung bekannt, denn es liegt dort nach Sueß[2]) marines Oberkarbon diskordant auf älteren paläozoischen Geteinen. Darin, daß es selbst wieder gefaltet ist, kommt die jüngere Phase der variscischen Gebirgsbildung auch in Burma zum Ausdrucke.

Die variscischen Faltungen Zentralasiens sind besonders übersichtlich von K. Leuchs[3]) auf Grund eigener Studien und unter Auswertung der Literatur behandelt worden. Wir haben dort zunächst eine bedeutsame vorunterkarbone Faltung, die nach Leuchs die Hauptfaltung des Tianschan ist. „Dort ist eine Diskordanz schon an der Basis des Unterkarbons ebenso deutlich wie in der Bretagne oder in Schlesien“ (Sueß, Antlitz der Erde, III, 2, S. 2). Es stecken im Tianschan in der stark gefalteten vorkarbonen Serie Silur und Devon, und darüber folgt diskordant die „Tianschan-Transgression“ des Oberen Unterkarbons mit Productus gigas (Visé-Stufe). An zwei Stellen, nämlich im Karatau und an der Nordseite der Alaikette, könnte auch älteres Unterkarbon da sein, doch ist diese Sachlage noch zweifelhaft.

Die Faltung trat also in dem Intervalle zwischen Oberdevon und Visé-Stufe ein und ist somit in die bretonische Phase zu stellen. Sie war im Tianschan begleitet oder gefolgt von Granitintrusionen, und z. T. schon über diese ging die jungunterkarbone Tianschan-Transgression dahin. Diese vorunterkarbone Faltung hat nach Leuchs ihre Spuren fast in allen Gebieten Zentralasiens hinterlassen. Demgegenüber mag auf die konkordante Verknüpfung von Oberdevon und Unterkarbon in Südchina hingewiesen sein, während in Nordchina Devon gleich dem Silur zu fehlen scheint.

Ein zweite Phase variscischer Gebirgsbildung liegt nach Leuchs in Zentralasien „am Ende des Unterkarbons“ und wäre demnach als

[1]) Diener, Großformen der Erdoberfläche. Mitt. Geograph. Ges. Wien 1915, S. 336.

[2]) Sueß, Antlitz der Erde, III, 1, S. 276.

[3]) Vgl. u. a. Leuchs, Hdb. d. Reg. Geol. Zentralasien, 1916.

sudetisch anzusprechen; sie ist am stärksten in den mehr nördlichen Gebieten, nämlich im Altai und Tianschan, nachweisbar und hier mit granitischen Intrusionen und starken Gesteinsmetamorphosen verknüpft. Sie ist ferner im Pamir- und Alai-Gebiete erkennbar. Dagegen ist sie im Kwenlun und weiter südlich anscheinend nicht eingetreten oder doch fast bedeutungslos geblieben.

Im Kwenlun, und zwar im Tisnab-Becken am Flusse Gussas, liegt über gefalteten Schichten vom Alter der Moskauer-Stufe die „Tibetanische Transgression“ der Gussas-Schichten. Leuchs hält es für möglich (a. a. O., S. 85), daß die Gussas-Schichten in das Permokarbon gehören, und wäre das richtig, so hätten wir am Kwenlun einen Fall asturischer Faltung. Aber die Fauna ist zur genaueren Altersbestimmung ungenügend und könnte auch jüngerpermischen Alters sein, so daß die Faltung in ihrem Liegenden vielleicht intrapermisch wäre. Im übrigen entnehmen wir den Darstellungen von Leuchs keine Andeutungen über Faltungen, die zwischen Mittel- und Oberkarbon eingetreten wären, und das ist umso auffälliger, als solche in östlich und südöstlich liegenden Gebieten recht bedeutungsvoll gewesen sind (s. unten). Aber bei der Unvollständigkeit der oberkarbonischen Profile Zentralasiens ist durchaus mit der Möglichkeit zu rechnen, daß ein wesentlicher Teil der vor das Oberkarbon verlegten Faltung erst vor dem Oberen Oberkarbon eingetreten, also asturisch, sei.

Über die erwähnten asturischen Faltungen in den an Zentralasien nach Ost und Südost anschließenden chinesischen Gebieten gibt die neuerdings von J. S. Lee[1]) gegebene Zusammenstellung der Grundzüge des Aufbaues Chinas einige Aufklärung.

Gehen wir mit Lee von Yünnan (Südostchina) auf Grund der Untersuchungen Deprats[2]) aus, so finden wir in der dortigen karbonisch-permischen Serie zwei Diskordanzen, nämlich eine ältere zwischen einer tieferen (Unterkarbon und Moskau-Stufe) und einer mittleren Serie (Ural-Stufe und Unterperm), und eine jüngere Diskordanz zwischen dieser mittleren Serie und einer oberen, die jüngeres Perm vertritt. Auf die ältere, also postmoskovisch-voruralische Diskordanz kommt es nunmehr an, denn sie bringt eine sehr bedeutsame Orogenese von asturischem Alter zum Ausdrucke. Diese ist nun keineswegs auf Yünnan beschränkt, sondern in weiter Ausdehnung in Westchina und auch, wie Lee sagt, in Zentralasien nachweisbar. Z. B. ergibt sie sich im Nanschan aus den Darstellungen von Obrutschew und in Szetschwan

[1]) J. S. Lee, An Outline of Chinese Geology. Geol. Magaz., Vol. LVII, 1921, S. 259–265, 325–329 u. 370–420.

[2]) J. Deprat et H. Mansuy, Étud. géol. du Yunnan oriental. Mém. Serv. géol. Indo-Chine, 1912–13.

aus denjenigen Loczys[1]). Sie fehlt allerdings in weiten Gebieten Zentralchinas, wie die Kontinuität der Schichtserie von Unterkarbon bis Unterperm zeigt. Jedoch ist im Tsing-ling-schan eine sudetisch-asturische Faltung da, denn das gefaltete Grundgebirge enthält dort noch Unterkarbon, während diskordant darüber in größeren Gebirgshöhen das flözführende Oberkarbon liegt[2]).

Nach Süden finden die asturischen Faltungen von Yünnan ihre Fortsetzung in Indochina (Tonkin), wo Oberkarbon (Uralstufe), konkordant von Unterperm überdeckt, diskordant über stark gefalteten älteren Schichten (Silur und Devon) liegt[3]). Nach den Ausführungen von Haug (Traité, S. 783) wissen wir zwar sehr wenig über die unter- und altoberkarbonischen Ablagerungen in Indochina; sie scheinen aber an der Faltung vor der allgemeinen uralischen Transgression teilgenommen zu haben, und das würde für ein asturische Alter dieser Faltung, das ja auch für Yünnan usw. zutrifft, sprechen.

Eine weitere Gebirgsbildung erfolgte im Süden des Tianschan nach dem Oberkarbon, und da dieses auch die Ural-Stufe (Supramosquensis-Schichten) umfaßt, so kommt hier die saalische Faltungsphase in Betracht. Sie gliederte am Südrande des Tianschan neue Falten an das Gebirge an, hat aber sonst im Tianschan nur geringe Spuren hinterlassen. Gleichfalls gefaltet sind die oberkarbonischen Bildungen südlich des Kwenlun und in den Ketten, die an den östlichen Kwenlun angeschmiegt sind; ferner gibt Loczy (a. a. O.) gefaltetes Oberkarbon in den durch Südwestchina nach Hinterindien gehenden, meridional gerichteten Ketten an. Für Yünnan kommt die schon erwähnte jüngere Diskordanz im Hangenden der mittleren Serie Deprats (Uralien-Unterperm) in Betracht. Auch in diesen Fällen treten uns bedeutsame Faltungen vom Alter der saalischen entgegen.

„Von späteren paläozoischen Bewegungen ist (in Zentralasien) nichts bekannt, und auch die Wende vom Paläozoikum zum Mesozoikum ist durch tektonische Ruhe ausgezeichnet. In den drei Gebieten, in welchen Perm gefunden wurde, liegt konkordant untere Trias darüber" (Leuchs, S. 34).

Alles in allem tritt uns also in Zentralasien bretonische, sudetische, saalische und vielleicht auch asturische Faltung entgegen, und dabei ist wenigstens im Tianschan-Gebiete die bretonische die bedeutsamste. Die intrapermische (saalische) Faltung scheint insbesondere an den Süden der mittelasiatischen variscischen Rumpfschollengebirge gebunden, aber auch im variscischen Grundgebirge der weiter südlich

[1]) Loczy, Beschreibung der geolog. Beobachtungen und Resultate d. Reise des Grafen Bela Szechényi in Ostasien 1877—80.

[2]) E. Sueß, Antlitz d. Erde, II, S. 311.

[3]) Lantenois, Soc. Géol. Fr., Sér. 4, Tome VII, 1907, S. 44.

folgenden jungen Hochgebirge von wesentlicher Bedeutung gewesen zu sein.

Von der variscischen Faltung des Tsing-ling-schan, wo das Karbon im Gegensatze zu der marinen Entwicklung des Südens in vorherrschend kontinentaler Fazies vorhanden ist, war schon die Rede. In den Gebieten nördlich davon, d. h. in Nordchina, scheint die variscische Faltung zu fehlen. Denn die dort erkennbare Diskordanz zwischen Unter- und Oberkarbon ist nicht so stark, daß man von eigentlichen „Gebirgsbildungen" sprechen könnte[1]), vielmehr handelt es sich hier wohl nur um „synorogene" Bewegungen der sudetischen Phase.

In Japan kennen wir schon durch E. Naumann[2]) eine variscische Faltung, die das Oberkarbon noch betroffen hat.

In bezug auf die Malayischen Inseln knüpfe ich an die Ausführungen über die Hinterindischen Gebiete an, wo in Burma und Tonkin asturische oder wenigstens „sudetisch-asturische" und posthume saalische Faltungen erkennbar waren. Auch auf den Malayischen Inseln scheint eine Faltung älter als die permokarbonische Transgression zu sein, denn Volz[3]) schildert uns aus Sumatra die diskordante Auflagerung permokarbonischer Schichten auf stark gefalteten archäischen und paläozoischen Schiefern. Anderseits besteht aber auf Sumatra eine starke Diskordanz zwischen dem Permokarbon und der transgredierenden Trias[4]).

In den Kordilleren des östlichen Australiens[5]) (XXIII) finden wir karbonische Schichten im Gebiete von Gympie im südöstlichen Queensland und im nördlichen Neu-Süd-Wales (New England-Gebiet), und zwar in konkordantem Verbande mit Devon (Süßmilch a. a. O.). Es kann also in diesen beiden Gebieten von einer Faltung bretonischen Alters keine Rede sein. Überhaupt scheint mir bisher kein stichhaltiger Beweis für eine solche Faltung, die Sueß (Antlitz der Erde, II, S. 194ff.) aus dem östlichen Australien angab und die Süßmilch auch jetzt noch annimmt, vorzuliegen.

Im New England-Gebiete ist Unterkarbon und wohl auch noch tiefstes Oberkarbon in einer in sich konkordanten Serie vertreten. Im

---

[1]) F. Solger, Die Geschichte der chinesischen Gebirge. Ztschr. d. Dtsch. geol. Ges. 1920, Monatsber., S. 216.

[2]) E. Naumann, Über den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln. Berlin 1885.

[3]) Volz, Berichte über Forschungsreisen auf Sumatra. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. 1907, S. 13.

[4]) vgl. u. a. Aug. Tobler, Geologie van het Goemaigebergte. Jaarboek van het Mijnwezen 1912, Batavia 1914.

[5]) vgl. Jensen, a. a. O., Süßmilch, a. a. O.

übrigen ist Oberkarbon, wenn wir das Permokarbon ganz in das Unterperm stellen, nicht vorhanden.

Die Hauptfaltung der Kordilleren des östlichen Australiens ist jünger als Devon, das überall in starke Falten gelegt ist, und auch jünger als das Karbon von New England. Sie ist anderseits älter als das in weitester Ausdehnung vorhandene Permokarbon, das allerdings nur sehr wenig in Verbindung mit dem Karbon auftritt, sondern meist unmittelbar auf gefaltetem Devon oder noch älteren Gesteinen liegt. An den wenigen Stellen zwar, wo Karbon und Permokarbon zusammen vorkommen, sind die Diskordanzen zwischen beiden anscheinend nicht sehr beträchtlich.

Die Hauptfaltung könnte also sudetisch oder wie in Südchina und Hinterindien asturisch sein. Letzteres würde zutreffen, wenn im New England-Distrikt wirklich noch Oberkarbon vorhanden wäre (s. oben). Wahrscheinlichkeit besteht wohl in diesem Sinne. Das Permokarbon ist im New England-Gebiet (Neu-Süd-Wales) noch von sehr intensiver Faltung betroffen, die aber nach Süden ausklingt. Nicht mehr ist in Australien die Trias gefaltet. Es liegt auf Grund der Erfahrungen in anderen Erdteilen nahe, die Faltung des Permokarbons in die saalische Phase zu verlegen.

In Neuseeland ist die variscische Faltung jünger als das Baton-River-System Marshalls[1]), das Obersilur und wohl auch älteres Devon umfaßt, und älter als die Trias. Eine genauere Altersbestimmung ist hier heute noch nicht möglich.

Bretonische, sudetische, asturische und saalische Faltungen haben wir also, wie in Europa, so auch in Asien—Australien angetroffen.

Die älteste Phase, die bretonische, ist recht bedeutungsvoll in Zentralasien und erweist sich z. B. im Tianschan als die Hauptphase der variscischen Faltung.

Die jüngste Phase, die saalische, erscheint als Hauptphase der variscischen Faltung im Zuge der jungen Hochgebirge von Kleinasien bis zum Himalaya und hat ferner in posthumer Wiederholung älterer Phasen nicht unerhebliche Bedeutung in den mehr südlichen Teilen der mittelasiatischen variscischen Rumpfgebirge, wie auch in Südchina, in Hinterindien, auf den Malayischen Inseln und stellenweise in Australien gehabt.

Sudetisch-asturische Faltungen sind in Zentralasien und durch Südchina, Hinterindien und den Malayischen Archipel bis hin nach

---

[1]) P. Marshall, Hdb. Reg. Geol., New Zealand, 1911.

Australien recht verbreitet. Während in vielen Fällen eine sichere Entscheidung, ob sudetisches oder asturisches Alter vorliegt, nicht zu treffen ist, handelt es sich z. B. in Südchina und Hinterindien um asturische Faltung, während in Zentralasien eher sudetisches Alter angenommen wird. Man gewinnt bisher den Eindruck, daß alles in allem die asturische Phase kräftiger gewirkt hat, als die sudetische. In ihr scheint auch die Hauptfaltung der ostaustralischen Kordillere eingetreten zu sein.

h) Rückblick auf das Gesamtphänomen der variscischen Gebirgsbildung, insbesondere ihre Phasengliederung

Wir sind mit der Einzelbetrachtung der variscischen Faltung zu Ende gekommen und versuchen nun, ein Schlußbild über Verbreitung und Bedeutung der einzelnen Phasen zu gewinnen.

Als ganz bedeutungslos erscheint zunächst die pfälzische Phase, wobei zwar zuzugeben ist, daß die eine oder andere Faltung, die im Liegenden der Trias in den vorstehenden Ausführungen als saalisch angesprochen wurde, schließlich auch pfälzisch sein könnte. Immerhin ist ein irgendwie bedeutungsvoller variscischer Faltungsakt aus postsaalischer Zeit noch nicht bekannt.

Von den verbleibenden vier Hauptfaltungen ist offenbar die älteste, die bretonische, von geringster Bedeutung, mag sie auch in einzelnen Teilen der Erde, so insbesondere in Zentralasien, sehr kräftig gewirkt haben, mag vielleicht auch die akadische Faltung Nordamerikas zu ihr zu stellen sein. Aber dem stehen doch eine große Zahl bedeutungsvoller Gebiete variscischer Faltung gegenüber, in denen die Konkordanz der Schichtfolge an der devonisch-karbonischen Grenze das Fehlen bretonischer orogener Bewegungen anzeigt. E. Sueß hat wohl die Bedeutung dieser älteren der nach ihm für die Altaïden bezeichnenden Faltungen überschätzt.

Die jüngste der vier Hauptfaltungen, die saalische, ist in den europäischen Gebieten variscischer Faltung außerordentlich verbreitet, dabei aber im allgemeinen nur von verhältnismäßig geringer Intensität. Eine bedeutsame Ausnahme macht hier Osteuropa, wo die Faltung des Donez-Gebietes und des Urals der saalischen Phase zuzuschreiben ist. Auch die Pyrenäen seien als Ausnahmefall einer erst saalischen variscischen Faltung wieder genannt.

Außerhalb Europas haben wir zur saalischen Zeit in Nordamerika, in Alter und Bedeutung sich etwa der Uralfaltung an die Seite stellend, die große appalachische Faltung und in Südamerika eine bedeutsame Faltung auf argentinischem Boden von der Puna de Atacama durch die

Präkordilleren von San Juan und Mendoza bis zu den Sierren von Buenos Aires. In manchen Teilen Asiens, insbesondere den südlichen von Kleinasien an bis zum Malayischen Archipel, bildet die saalische Phase entweder, wie im Ural und in den Appalachien, die Hauptphase variscischer Faltung oder wenigstens eine recht bemerkenswerte Nachphase.

Aber wenn wir auch die große Wichtigkeit nicht verkennen wollen, die der postkarbonischen (saalischen) Faltung in vielen bedeutsamen Gebieten variscischer Orogenese zukommt, so ist doch alles in allem die Hauptleistung der variscischen Orogenese in der karbonischen Zeit geschehen, wobei sich in diese Hauptleistung zwei Phasen, die sudetische (voroberkarbone) und die asturische (intraoberkarbone), zu teilen haben. Sudetisch-asturisch ist z. B. der Hauptteil der Faltung in Deutschland, Frankreich, England, Spanien, in den Alpen, ja wohl in ganz Europa mit Ausnahme der russischen Gebiete, wie auch in Nordafrika, Südamerika, Asien und Australien.

Dabei scheint in Europa, wie wir gesehen haben, die sudetische Faltung hinsichtlich ihrer Bedeutung die asturische zu übertreffen: aber in Nordamerika treffen wir von ihr nur ganz schwache Andeutungen an, während die asturische Faltung sich wenigstens in einem Einzelgebiete etwas kräftiger zu erkennen gibt. In Südamerika und Australien ist die Entscheidung, ob die Hauptfaltung sudetisch oder asturisch war, bisher nicht sicher möglich; in Asien und insbesondere in dessen südöstlichen Gebieten scheint im Gegensatze zu Europa die asturische Faltung bedeutsamer gewirkt zu haben, als die sudetische.

Alles in allem scheint sich für die variscischen Phasen bei der Betrachtung ihrer weltweiten Verbreitung etwa folgendes zu ergeben:

Nach einer vorkarbonen (bretonischen) Vorphase, die nur örtlich, so in Zentralasien, erhebliche Bedeutung hatte, trat in zwei Phasen die intrakarbonische Hauptfaltung in der überwiegenden Zahl der der variscischen Faltung zugänglich gewesenen Gebiete ein. Dabei scheinen die beiden Phasen, die voroberkarbone (sudetische) und intraoberkarbone (asturische), sich hinsichtlich ihrer Bedeutung annähernd die Wage zu halten.

Es folgte eine intrapermische (saalische) Nachphase, die in vielen Gebieten recht erhebliche Bedeutung gehabt und in einzelnen sogar ausschließlich oder ganz überwiegend gewirkt hat, sich in anderen aber nur in posthumen Wiederholungen der intrakarbonischen Faltungen und in Bruchbildungen äußerte.

Ein höchst unbedeutender Ausklang der variscischen Orogenese ist hier und da an der Grenze von Dyas und Trias (pfälzische Faltung) zu erkennen.

i) Zusammenstellung von Profilen durch Gebiete variscischer Gebirgsbildung

I. Nordrand des Rhein. Schiefergebirges

Buntsandstein	
Zechstein	
	saalische Dislokationen
Mendener Konglomerat	
	asturische Faltung
Produktives Karbon (Saarbrücker Schichten)	
Flözleeres	
Unterkarbon	
	örtliche bretonische Faltung (z. B. Warstein)
Devon	

II. Gegend von Wetzlar-Gießen

Buntsandstein	
Zechstein	
	Faltung
Gießener Grauwacke (Kulm)	
	bretonische Faltung
Devon	

III. Saar-Nahe-Gebiet

Buntsandstein	
	pfälzische Faltung
Oberrotliegend	
	saalische Faltung
Lebacher Schichten } Unterrotliegend	
Kuseler Schichten } Unterrotliegend	
Ottweiler Schichten	
	asturische Diskordanz der Grube Huf
Saarbrücker Schichten	
	sudetische Faltung

IV. Vogesen

Buntsandstein	
	geringe pfälzische Diskordanz örtlich erkennbar
Oberrotliegend	
	saalische Diskordanz
Unterrotliegend	
Ottweiler Stufe (Weilertal)	
	asturische Faltung
Älteres Oberkarbon (Rodern, St. Pilt)	
	sudetische Hauptfaltung
Kulm	
	bretonische Faltung?
Mitteldevon	

V. Schwarzwald

Oberrotliegend
 saalische Faltung
Unterrotliegend
Ottweiler Stufe (Oppenau, Baden-Baden)
 asturische Faltung
Älteres Oberkarbon von Berghaupten
„Oberkulm“ von Lenzkirch usw.
 sudetische Hauptfaltung
„Unterkulm“

VI. Harzgebiet

Bnntsandstein
Zechstein
Oberrotliegend
 saalische Faltung
Unterrotliegend
Wettiner Schichten
Mansfelder Schichten } Ottweiler Stufe
Grillenberger Schichten
 asturische Gangverwerfungen im Unterharz
Intrusion des Brockengranits
 Hauptfaltung, sehr wahrscheinlich sudetisch
Kulm
 bretonische Faltung (Unterharz)
Devon

VII. Erzgebirgisches Becken

(Zechstein)
Oberrotliegend
 saalische Faltung
Lebacher Schichten
 asturische Faltung
Saarbrücker Schichten
Waldenburger Schichten („Oberkulm“ von Hainichen)
 sndetische Hauptfaltung
Kulm

VIII. Sachsen insgesamt

Buntsandstein
Zechstein
Oberrotliegend
 saalische Faltung
Lebacher Schichten (erzgebirgisches Becken)
Knseler Schichten (Döhlener Becken)
Ottweiler Schichten (Leipzig-Plagwitzer Becken)
 asturische Faltung

Saarbrücker Schichten (Zwickau usw.)	
Waldenburger Schichten („Oberkulm“ von Hainichen)	
	sudetische Hauptfaltung
Kulm	
	bretonische Faltung?
Oberdevon	

IX. Sudeten

Zechstein	
Oberrotliegend	
	schwache saalische Bewegungen
Mittelrotliegend	
Unterrotliegend	
Ottweiler Stufe	
	schwache astnrische Bewegungen
Saarbrücker Stnfe	
Waldenbnrger Stufe (einschließlich Weißsteiner Schichten)	
	sudetische Faltung
Kulm	
	bretonische Faltung
Devon	

X. Mittelböhmen

	saalische Orogenese
Unterrotliegend (Lihner Schichten)	
Obere Ottweiler Schichten	
Teinitzer Schichten (Mittlere Ottweiler)	
Kladno-Pilsener Schichten (Untere Ottweiler und Saarbrücker)	
	Faltung
Grundgebirge (Kristallin und Silur)	

XI. England

Trias	
	schwache pfälzische Bewegungen
Oberperm	
Oberrotliegend	
	saalische Faltung
Upper Coal Measures (Ottweiler)	
	asturische Faltung (Midlands usw.)
Middle Coal Measures	
Lower Coal Measures	
	geringe sudetische Faltung örtlich erkennbar
Unterkarbon	
	bretonische Dislokationen in Südschottland
Upper Old Red	

XII. Bretagne

Stéphanien	
	sudetische oder asturische Faltung
Dinantien	
	bretonische Faltung
Devon	

XIII. Französisches Zentralplateau (einschließlich Montagne Noire)

Trias	
	schwache pfälzische Bewegungen
Thuringien (Oberperm)	
Saxonien (Oberrotliegend)	
	saalische Faltung
Autunien (Unterrotliegend)	
Stéphanien (Ottweiler Schichten)	
	„sudetisch-asturische“ Faltung
Kulm	
Oberdevon	

XIV. Pyrenäen

Trias	
	geringe pfälzische Faltung
Oberperm	
Mittelperm	
	saalische Hauptfaltung
Unterperm	
Stéphanien	
Westfalien	
Dinantien	
Oberdevon	

XV. Asturien (Cantabrisches Gebirge)

	saalische Faltung
Stéphanien	
	asturische Hauptfaltung
Westfalien	
Dinantien	
Oberdevon	

XVI. Westalpen

Trias	
	schwache pfälzische Bewegungen?
Rote Konglomerate usw., konkordant unter Trias (z. B. Prarion)	
	saalische Faltung
Rote Gesteine in enger Verknüpfnng mit Stéphanien (z. B. Pelvoux, Dents de Morcles)	
Stéphanien	
Westfalien	
	sudetische Faltung
Grundgebirge	

XVII. Karnische Alpen

Bellerophonkalk (Oberperm)	
Obere (kontinentale) Palaeodyas	
	geringe saalische Diskordanz
Untere (marine) Palaeodyas (Trogkofelschichten)	
Auernigschichten (Uralstufe = Stéphanien)	
	Hauptfaltung (sudetisch oder asturisch)
Grundgebirge (Untersilur bis Kulm)	

XVIII. Donezgebiet

Perm von Bachmut	
	saalische Faltung
Uralstufe	
Moskauer Stufe	
Unterkarbon	
Oberdevon	

XIX. Uralgebiet

	schwache pfälzische Faltung?
Oberperm	
	saalische Hauptfaltung
Artastufe (Permokarbon)	
Uralstufe	
Moskauer Stufe	
Unterkarbon	
Oberdevon	

XX. Tianschan

	saalische Faltung
Uralien	
	asturische Faltung?
Moscovien	
	sudetische Faltung
Oberes Unterkarbon	
	bretonische Faltung
Devon	

XXI. Vereinigte Staaten von Nordamerika (Zentrum und Osten)

Trias (Newark-System)	
	saalische („appalachische") Hauptfaltung
Red Beds usw. des Unterperms	
Upper Pennsylvanian	
	asturische („arkansische") Faltung des Ouachita-Systems
Middle Pennsylvanian	
Lower Pennsylvanian	
	schwache sudetische Faltungen

Mississippian (Unterkarbon)	
Bonaventure-Formation von Gaspé	
	Faltung in den akadischen Gebieten
Devon	

XXII. Vorkordilleren Argentiniens

„Triadische“ rote Sandsteine	
	geringe pfälzische Bewegungen
Oberpermische Catunaschichten	
	saalische Hauptfaltung
Unterperm, an Basis glazial	
	asturische? Faltung
Silur-Unterkarbon, wahrscheinlich auch noch Oberkarbon	

XXIII. Kordilleren Ostaustraliens

Trias	
„Permokarbon“, im unteren Teile glazial	
	variscische Hauptfaltung (wahrscheinlich asturisch)
Unteres Oberkarbon?	
Unterkarbon	
Oberdevon	

3. Die Phasen der alpidischen Gebirgsbildung

a) Einleitung

Als „alpidisch“ bezeichne ich die gesamte postpaläozoische, also mesozoisch-känozoische Faltung, wie sie uns insbesondere in den jungen Hochgebirgen entgegentritt. Es ist noch nicht sehr lange her, daß man ziemlich allgemein diese Faltung ganz in die Tertiärzeit verlegen wollte. Aber die nachfolgenden Ausführungen werden wieder zeigen, welch großen Anteil auch schon mesozoische Faltungen an der Entstehung unserer Hochgebirge gehabt haben und daß in sehr vielen Fällen schon die Hauptfaltung mesozoischen Alters gewesen ist.

Im außeralpidischen Mitteleuropa entsprechen den „alpidischen“ Gebirgsbildungen zeitlich die „saxonischen“.

Die „vorkretazischen“ Phasen dieser alpidischen Orogenese bezeichne ich zusammenfassend als „kimmerisch“.

Das kimmerische Gebirge schildert uns Sueß (Antlitz der Erde, III, 2, S. 22) im Anschluß an Mrazec als eine das Krimgebirge, die Schlangeninsel und das Gebirge von Matschin (Norddobrudscha) umfassende tektonische Einheit, in welcher die Faltung älter als Neocom ist. Es hat seinen Namen nach der kimmerischen Halbinsel, dem Ostzipfel der Krim, erhalten. An anderer Stelle (Antlitz der Erde, III, 2,

S. 729) wird es von Sueß charakterisiert als „Reste eines Faltenzuges von mesozoischem Alter, welcher Krim und Dobrudscha bildet, dem die Donaumündungen angehören, und dessen Spuren unter dem vortretenden karpathischen Bogen verschwinden". Nach neueren Auffassungen handelt es sich zwar in der Norddobrudscha im Gegensatze zur Krim um variscische Falten, umgeprägt zu den kimmerischen Ketten[1]). Auch Haug (Traité, S. 13—27) wies schon auf die tiefen Unterschiede in den geologischen Verhältnissen der Krim und Dobrudscha und demgegenüber auf. die großen stratigraphischen Übereinstimmungen zwischen Krim und Kaukasus hin und erblickte in der Dobrudscha ein Stück der „Chaîne hercynienne". Mag also auch das „kimmerische Gebirge" in jener Erstreckung, wie sie uns im „Antlitz der Erde", geschildert wird, anfechtbar sein, so bleibt doch die Altersbedeutung der tektonischen Vorgänge in der Krim usw. und die Verwendung des Wortes kimmerisch als einer Altersbezeichnung der Tektonik bestehen.

Zwei Phasen kimmerischer Gebirgsbildung kommen nun in der Krim in Betracht (Sueß, Antl. d. Erde, III, 2, S. 14), nämlich:

1. „zwischen Trias und Lias",
2. „zwischen Jura und Neokom".

Erstere bezeichne ich als altkimmerisch, letztere als jungkimmerisch (kimmerisch i. e. S.). Eine genauere Altersbestimmung wird weiterhin gegeben werden, und dabei wird sich zeigen, daß die altkimmerische Faltung bereits in vor- bezw. frührhätischer Zeit liegt und die jungkimmerische in der Hauptsache schon im Oberjura.

Die lange Zeit zwischen der alt- und jungkimmerischen Phase möchte man nach der sich immer wieder bestätigenden Konkordanz der rhätisch-unterjurassisch-altoberjurassischen Schichten für völlig anorogen halten. Um so überraschender ist, daß Borrissjak[2]) in ihr in den nordwestlichen Ausläufern des Donezhöhenzuges zwei Faltungen erkannt haben will, nämlich erstens zwischen pflanzenführenden Schichten des Unterlias und marinem Oberlias und zweitens zwischen unterem Bajocien und den Parkinsonischichten. Weitere Untersuchungen sind wohl abzuwarten.

Es wird ferner angegeben, daß in Alaska die „vorkretazische" Faltung der pazifischen Ketten bereits zwischen unterem und oberem Dogger — also etwa zur Zeit der jüngeren der angeblich jurassischen

---

[1]) Vgl. Voitesti, „Grundzüge der Geologie Rumäniens mit besonderer Berücksichtigung der östlichen Karpathen"; deutsche Übersetzung nach Analele Minelor die România, IV, 1921, durch F. Trauth, erschienen in Zeitschrift „Petroleum", Jahrg. XVIII, Berlin-Wien 1922.

[2]) A. Borissjak, Über die Tektonik des Donez-Höhenzuges in seinen nordwestlichen Ausläufern. Centralbl. f. Min. etc. 1903, S. 644ff.

Derselbe, Geolog. Skizze des Kreises Isjum etc. Mém. Com. géol., 3, 1905, insbes. S. 386ff.

Faltungen des Donezgebietes — eingetreten sei[1]). Das steht allerdings in Widerspruch zu den gesichert erscheinenden Erfahrungen über das Alter dieser Faltung im südlichen Fortstreichen, und so meint auch E. Blackwelder[2]), daß der Widerspruch auf unzureichender Identifizierung der Faunen beruht (vergl. Kap. jungkimmerische Faltung).

Es wird weiterhin auch von einer „jurassischen" Faltung in Argentinien die Rede sein, die vielleicht älter als die jungkimmerische ist und schließlich gleichaltrig mit der angeblichen mitteljurassischen alaskischen sein könnte.

Endlich verweist A. Winkler[3]) auf deutliche Diskordanzen, die in den Julischen Hochalpen zwischen Dachsteinkalk von vermutlich tiefliasischem Alter und Breccien vom Alter der Acanthicusschichten (Kimmeridge) bestehen.

Alles in allem ist also mit der Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit von Gebirgsbildungen zu rechnen, die nach der altkimmerischen und vor der jungkimmerischen Faltung, insbesondere etwa im Ausgange des unteren Doggers, eingetreten sind.

b) Altkimmerische Gebirgsbildung

Die altkimmerische Gebirgsbildung kommt in der Krim in der Diskordanz des Lias über der Trias zum Ausdrucke, wobei die dortige Trias noch norische Schichten mit Pseudomonotis ochotica umfaßt.

In der Dobrudscha[4]) ist die Trias stark gefaltet, zum Teil bis zur Steilstellung. Demgegenüber ist der Jura nur von schwachen Bewegungen betroffen. Auch hier gibt sich also eine bedeutsame altkimmerische Gebirgsbildung zu erkennen.

Die Tatsache, daß Lias von vorherrschend Grestener Fazies nach den Untersuchungen Toulas weithin im Balkangebirge[5]) übergreifend und dabei vielfach auch diskordant auf Trias und älteren Gesteinen liegt, läßt auf dortige altkimmerische Bewegungen schließen.

---

[1]) vgl. u. a. Sidney Page and Adolf Knopf, The Stratigraphic Succession in the Region of Cook Inlet, Alaska. Science XXV, 1907, S. 182.

Alfred H. Brooks, The Mount Mc Kinley-Region, Alaska. U. St. Geol. Surv. Prof. Paper 70, 1911.

[2]) E. Blackwelder, Orogenic Epochs, a. a. O., S. 645.

[3]) A. Winkler, Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. geol. Staatsanst. 1920, S. 11 ff.

[4]) Victor Anastasiu, Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Thèses Fac. Scienc. Paris 1898.

[5]) Vgl. die Zusammenstellung über den Jura des Balkangebirges bei Pompeckj, Paläont. u. stratigr. Notizen aus Anatolien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1897, Bd. 49 S. 772, 781.

Im Karpathengebiete (XI)[1] ist nach Sueß (a. a. O., S. 23) kimmerische Gebirgsbildung in der Diskordanz zwischen Trias und neokomen Caprotinenkalken auf dem Plateau des Rareu in der Bukowina angezeigt. Die genauere Zuteilung zur alt- oder jungkimmerischen Phase ist hier nicht möglich.

In den Alpen (VIII) ist altkimmerische Gebirgsbildung hier und da angedeutet. So liegen in den österreichischen Kalkalpen, z. B. am Ochsenkogel (Geyer), Hierlatzschichten des Lias nicht nur transgredierend, sondern auch diskordant auf Dachsteinkalken. In der Überschiebungsregion von Kleinzell (Niederösterreich) gab Bittner[2]) rhätische Kössener Schichten als diskordant und transgredierend unter Ausfall des Hauptdolomits auf karnischem Lunzer Sandstein, der vorher aufgefaltet wurde, an. Im Anschluß hieran schloß Diener[3]), daß die Anlage der großen Hauptstörungen der niederösterreichischen Kalkalpen schon zur Zeit der Kössener Schichten begonnen habe.

In den Julischen Hochalpen liegt Lias mit schwacher Diskordanz auf Obertrias, während Rhät fehlt; hier sind nach F. A. Härtel[4]) „gegen Ende der Trias" langgestreckte Antiklinalen aufgewölbt worden. Vergleichend weist Härtel darauf hin, daß nach Frauenfelder[5]) im Gebiete des Luganer Sees der Ablagerung des Lias ungleiche und z. T. fast vollständige Abtragung der norischen Sedimente vorangegangen ist, woraus auf schwache postnorisch-vorliasische Krustenbewegungen zu schließen sei.

In den Tarntaler Bergen (Westende der Hohen Tauern) stecken liasische Konglomerate voll triadischer Gesteinsbrocken[6]), und in den Westalpen nehmen Zerstörungsprodukte der Trias am Aufbau des Lias im Briançonnais und in den Freiburger Alpen erheblichen Anteil. „Dies zeigt deutlich, daß bedeutsame Reliefunterschiede, die sich vermutlich auf eine mesozoische Gebirgsbildungsphase zurückführen lassen, die Einheitlichkeit der Ablagerungen störten" [7]).

---

[1]) Die in Klammern beigefügten römischen Ziffern beziehen sich auf die weiterhin folgende Zusammenstellung von Profilen durch Gebiete alpidischer Faltung.

[2]) Bittner, Aus dem Schwarza- und Hallbachtal. Verhandl. K. u. K. Geol. Reichsanst. 1893, S. 23 ff.

[3]) Diener in „Bau und Bild Österreichs", Wien 1903, S. 599.

[4]) F. A. Härtel, Beiträge zur Kenntnis der Juraformation in den Julischen Alpen. Jahrb. Phil. Fak. Leipzig 1920.

[5]) A. Frauenfelder, Beitrag zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclog. geol. Helvet., Vol. 14, 1916.

[6]) E. Hartmann, Der Schuppenbau der Tarntaler Berge. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 1913, S. 259 ff.

[7]) F. Koßmat, Paläogeographie (Samml. Göschen).

Nach Petrascheck[1]) sind altkimmerische tektonische Vorgänge in Oberschlesien, Galizien und Kongreßpolen eingetreten. Wir erkennen dort unter dem transgredierenden Dogger nicht nur einfache Faltungen, wie in der von Beuthen über Jaworzno und Krzeszowice verlaufenden Mulde, sondern auch Verwerfungen. So liegt der Dogger zwischen Trzebinia und Siersza auf der einen Seite einer solchen Verwerfung auf Perm, auf der anderen auf Muschelkalk. Auch die Entstehung der oberschlesisch-polnischen Erze ist an die altkimmerische Gebirgsbildung anzuschließen, denn Galmei und erzführender Dolomit finden sich bereits als Rollstücke in dem transgredierenden Jura.

Anscheinend sind auch am Niederrhein und im holländisch-westfälischen Grenzgebiete in der Transgression des Lias und z. T. auch schon des Rhäts über wechselnden triadischen Schichten einschließlich Steinmergelkeuper (oberster Mittelkeuper) Andeutungen altkimmerischer tektonischer Vorgänge gegeben[2]) (XIII).

Diskordanzen, die orogene Bewegungen altkimmerischen Alters zum Ausdruck bringen, sind in der Literatur mehrfach aus dem Gebiete der Montes Universales in Nordspanien erwähnt[3]), so schon 1853 von de Verneuil und Collomb, die diese „zweite Diskordanz" der spanischen Gebirge zwischen Jura und Trias verlegen und eine größere Zahl von Orten angeben, wo schwach gefalteter Jura auf vertikalen oder doch steil geneigten Triasmergeln liegt. Nach der Darstellung von Calderon (a. a. O.) ist diese alte Faltung der Montes Universales schon vor dem Infralias (Rhät) eingetreten, wie sich südlich von Molina de Aragon aus der deutlichen Diskordanz des Infralias über Muschelkalk ergibt. Im übrigen liegt der Infralias der Montes Universales bald auf Buntsandstein, bald auf Muschelkalk, bald auf Keuper. A. Born, der sich hinsichtlich der

[1]) W. Petrascheck, Das Alter der polnischen Erze. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1918, Nr. 11.

Vgl. anch das Profil im Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1918, S. 17.

[2]) van Waterschoot van der Gracht, Jaarverslag d. Rijksopsporing van Delftstoffen over 1910, Amsterdam 1911.

Vgl. anch H. Stille, Die kimmerische (vorkretazische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. Geolog. Rnndschau, Band 4, 1913, S. 370, sowie

W. Koert, Über den Lias am Niederrhein nach Ergebnissen von Tiefbohrungen. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. 1923, Bd. XLIV, S. 290ff.

Ältere Mitteilungen über die Lücken unter dem Rhät-Lias liegen von Gottfr. Müller, Fliegel nnd Wunstorf vor.

[3]) de Vernenil et Ed. Collomb, Conp d'oeil sur la constitntion géologique de quelqnes provinces de l'Espagne. Bnll. Soc. géol. Fr., Série 2, Tome X, 1853.

Leandro Calvo, Geologia de los alrededores de Albarracin. Bnll. Com. Map. geol. Esp. t. XX, 1893.

Calderon, Snr l'existence du terrain infraliasique en Espagne. Bull. Soc. géol. Fr., Série 3, Tome XVI, 1898, S. 864—866.

Dereims, Recherches géol. dans le sud de l'Aragon. Thèses Fac. Sc. Paris 1898.

A. Born, Das Ebrobecken. N. J. f. Min. etc., B. B. 42, 1918, S. 610 ff.

jungtriadischen tektonischen Vorgänge auf Calderon bezieht, hält es für möglich, daß mit ihnen das Aufdringen der zahlreichen Ophite jener Gebiete, das schon von A. Wurm an das Ende der Ablagerung der Keupermergel verlegt worden war, zusammenhängt.

Nach Angaben von L. Carez[1]) ist nicht unmöglich, daß schwache Andeutungen der altkimmerischen Gebirgsbildung auch in den Pyrenäen (I) hier und da vorliegen, wenn dort im allgemeinen auch Konkordanz zwischen Trias und Jura obwaltet.

In den Kapketten Südafrikas[2]), die die Karru im Südwesten und Süden umkränzen, sind das glaziale Dwyka, das unterpermische Ecca und das oberpermisch-untertriadische Beaufort noch von der gegen die Karru als Vorland gerichteten Faltung betroffen („Post Beaufort Age" der Faltung nach A. W. Rogers[3])). Jüngere Glieder des Karru-Systems sind in der Faltungszone selbst nicht vorhanden, sondern erst weiter nördlich, und zwar dort in konkordanter Verknüpfung mit dem in der Kapkette gefalteten älteren Karru (Beaufort bis Dwyka). Abgeschlossen wird das Karru-System durch die Stormberg-Schichten und insbesondere durch die mächtigen Ergüsse basaltischer Gesteine, die dem Rhät oder untersten Jura anzugehören scheinen, und du Toit[4]) betrachtet nun diese Ergüsse als Begleiterscheinungen jener Post Beaufort-Faltung, die die Kapketten geschaffen hat. Auch S. H. Haughton und A. W. Rogers[5]) haben noch neuerdings Hinweise auf das vorstormbergische Alter der Kapfaltung gegeben.

Mit der Auffassung, daß wir es in den Kapketten mit einer altkimmerischen Gebirgsbildung zu tun haben, stehen nun auch die Verhältnisse am unteren Kongo in Übereinstimmung. Dort ist nämlich das als permo-triadisch geltende Kundelungu System, wie schon J. Cornet festgestellt hatte, noch gefaltet, und zwar im Westen stark, im Osten schwächer, während das nach paläontologischen Feststellungen von Leriche wahrscheinlich rhätische Lubilasch-System von der Faltung nicht

---

[1]) L. Carez, La Géologie des Pyrénées françaises, a. a. O. Fasc. II, p. 820 u. Fasc. III, p. 1332.

[2]) Rogers and du Toit, An Introduction to the Geology of Cape Colony. London 1909.

Hatch and Corstorphine, The Geology of South-Africa. II. Edit. 1909, London.

Sueß, Antlitz d. Erde, III, 2, S. 322 ff.

[3]) A. W. Rogers, Origin of the great Escarpment. Transact. Geol. Soc. South-Africa, Vol. XXIII, 1920, Proceedings S. 125 ff., insbes. Übersichtsskizze S. XXVIII.

[4]) du Toit, The Karroo of South-Africa. Transact. Geol. Soc. South-Africa 1920, Vol. XXIII, S. 1—42.

[5]) S. H. Haughton and A. W. Rogers, The volcanic rocks south of Zuurberg. Transact. Royal Soc. South-Africa, Vol. XI, S. 235—249.

mehr betroffen ist[1]). Es liegt sehr nahe, in dieser letzten Faltung des Kongogebietes, die auch du Toit „in die obere Trias" verlegt, wie auch in der Faltung der Kapketten ein Gegenstück zu den altkimmerischen Faltungen Südosteuropas und Nordspaniens zu erblicken.

Auch in Katanga (südöstlicher Teil des Kongobeckens) folgten nach J. Cornet[2]) Dislokationsvorgänge der Ablagerung der Kundelungu-Schichten.

Nach Keidel haben die Kapfalten Südafrikas als Teil der „Gondwaniden" ihre Fortsetzung in den postunterpermischen Falten der Sierren südlich von Buenos Aires und weiterhin in den argentinischen Vorkordilleren. Daran würde schließlich auch dadurch nichts geändert werden, daß sich die Kapfalten zunächst vielleicht nordwärts zu den Faltenzügen am unteren Kongo fortsetzen, indem ja auch von diesen aus trotz der sich dann ergebenden Richtungsverschiedenheit diesseits und jenseits des Ozeans die Verbindung zu den Sierren von Buenos Aires gehen könnte, — und zwar unter Vermittlung einer „Scharung", die gleich westlich der Kongofalten in dem jetzt vom Atlantischen Ozean überfluteten Gebiete anzunehmen wäre. Man mag weiter geltend machen, daß die Gondwaniden auf afrikanischem Boden altkimmerischen, auf argentinischem aber intrapermischen (saalischen) Alters seien (siehe S. 115). Aber schließlich ist auch das kein völlig ausreichender Einwand gegen die Zusammenfassung der Falten auf beiden Seiten des Atlantik zu einem einheitlichen Orogen, wovon weiterhin noch die Rede sein wird.

Übrigens findet die altkimmerische Faltung der Gondwaniden Südafrikas auch in der argentinischen Vorkordillere einen geringen Ausdruck in einer sehr schwachen Diskordanz von Schichten rhätischen Alters über roten Triassandsteinen (Keidel, a. a. O., 1922). Ob damals auch in den Sierren südlich von Buenos Aires Faltungen eingetreten sind, ist wegen Fehlens mesozoischer Schichten nicht feststellbar.

Endlich sei noch auf die schwache Diskordanz verwiesen, die nach W. N. Benson[3]) in Australien in der Gegend von Sidney zwischen den rhätischen Wionamattaschichten und älterer Trias besteht.

Alles in allem ist die altkimmerische Gebirgsbildung erst in verhältnismäßig wenigen Gebieten festgestellt. Was ihr genaueres Alter anlangt, so ist in der Krim wie im allgemeinen in den Alpen nur zu sagen, daß sie zwischen norischer Stufe und Lias erfolgte. Bei

---

[1]) F. Delhay et M. Sluys, La Vallée d'érosion du Congo et ses antécédents supérieurs. C. R. Ac. Sc. Paris 1917, t. 165, p. 1108—1111.

[2]) J. Cornet, Observations sur les Terrains anciens du Katanga. Ann. Soc. géol. Belg. XXIV, 1896/97, Mém. p. 25—190.

[3]) W. N. Benson, A Review of recent Researches on the Mesozoic Floras of Australia. New Zealand Journal of Science and Technology 2, Nr. 1, 1919, p. 29 ff.

Kleinzell soll sie sich aber als älter als die Kössener Schichten erwiesen haben, und damit decken sich die Feststellungen in den Montes Universales Nordspaniens, am unteren Kongo, in den argentinischen Präkordilleren und in Neu-Seeland. So ist die von Sueß „zwischen Trias und Lias“ angenommene Faltung wohl auch in der Krim nicht nach der rhätischen Zeit, sondern schon vor bezw. in dieser eingetreten, also noch triadischen Alters. Dafür mag auch sprechen, daß bei Weyer in Niederösterreich rhätische Schichten über verschiedenen Gliedern des Hauptdolomits liegen und daß in den Profilen des Piestingtales, Mürztales und Dürrensteins in den rhätischen Ablagerungen abgerollte Versteinerungen des Dachsteinkalkes enthalten sind[1]. Petrascheck[2] will zwar auch in der vorjurassischen Denudation des Rhäts im Gebiete des Polnischen Mittelgebirges eine Andeutung der kimmerischen Gebirgsbildung sehen, und diese würde nachrhätisch sein. Aber es bleibt abzuwarten, ob die orogene Natur der hier in Betracht kommenden Bewegungen durch weitere Untersuchungen und durch entsprechende Feststellungen in anderen Gebieten gestützt werden wird und ob sich damit eine Einteilung der altkimmerischen Gebirgsbildung in zwei Unterphasen, eine vor- bezw. frührhätische und eine postrhätische, heraustellen könnte. Einstweilen scheinen wir jedoch mit der Annahme nur der einen Phase, nämlich der vor- bezw. frührhätischen, auszukommen.

c) Jungkimmerische Gebirgsbildung (Kimmerische Gebirgsbildung i. e. S.)

In der Krim besteht eine bedeutsame Diskordanz des Tithons über stark gefaltetem Lias und Dogger, die uns die Faltung des älteren Juras vor Ablagerung des Tithons vor Augen führt[3]. Die westliche Fortsetzung sieht E. Sueß, wie schon gesagt worden ist, in der Faltung, die im Liegenden der Oberkreide der Dobrudscha erkennbar ist; Unterkreide stellt sich hier erst weiter südlich ein.

Die östliche Fortsetzung der Krimfaltung ist im Kaukasus festgestellt[4]. Im Zentralkaukasus liegt das Tithon diskordant über den lusitanischen Schichten des tieferen Malm und noch älteren Bildungen bis zum Glimmerschiefer abwärts. Im Norden des Kaukasus überdeckt es die überkippten Isoklinalen der älteren Sedimente. Die Faltung er-

---

[1] E. Heritsch, Handb. Reg. Geol. Ostalpen, S. 34.

[2] W. Petrascheck, Ostrand des Kielce-Sandomirer-Gebirges usw. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1919, Nr. 2.

[3] W. Sokolow, Die Umgegend von Simferopol in geol. Hinsicht. Bull. Soc. natur. Moscou, 1884.

Derselbe, Vorläufiger Bericht über die geol. Erforsch. des Jura i. d. Krim. Mater. z. Geol. Rußlands, Bd. XII, 1885.

[4] Vgl. A. F. v. Stahl, Handb. Reg. Geol., Kaukasus, 1922, S. 15 ff.

weist sich hier als jungjurassisch und zwar, da auch Untertithon vertreten ist, als vortithonisch.

Stratigraphisch mit dem Tithon ist sowohl im zentralen wie auch im nördlichen Kaukasus das Neokom eng verknüpft, so daß von tektonischen Vorgängen zwischen Jura und Kreide hier keine Rede sein kann. Am südlichen Abhange des Zentralkaukasus liegt das Neokom unter Ausfall des Tithons auf Mitteljura und im Meskischen Gebirge liegt es auf Gneis, aber auch hier ist die Faltung wohl bereits im Oberen Jura, und nicht erst nach ihm eingetreten.

Daß in der Krim dem Neokom eine große Faltung vorangegangen sei, die aber dem nördlichen Kaukasus fehle (Sueß, Antl. d. Erde, I, S. 611), kann also nicht mehr aufrecht erhalten werden; vielmehr kennen wir sowohl in der Krim wie im Kaukasus die alten Faltungen, in beiden Fällen nicht aber zwischen Jura und Kreide, sondern bereits im Oberen Jura, und zwar vor Ablagerung des Tithons.

Nach Tietze[1]) besteht im Banat eine winklige Diskordanz zwischen Tithon und Bathonien, deren Zurückführung auf die in der Krim und im Kaukasus erkannte jurassische Faltung nahe liegt.

In den innerdinarischen Gebieten (X) der Balkanhalbinsel betrachtet F. Koßmat in seiner „Geologie der zentralen Balkanhalbinsel“[2]) als Andeutungen spätjurassischer tektonischer Bewegungen die Auflagerung der Basalkonglomerate des Tithons von Demirkapu und Lojane (Vardarzone Mazedonien) auf ophiolithischen Gesteinen jurassischen Alters, die südöstlich von Valjevo (Altserbien) von Loczy jun. festgestellte Transgression unterkretazischer Requienienkalke über das dortige Serpentin- und Schiefergebiet und endlich in der albanischen Merdita die Überdeckung der basischen Eruptivmassen durch Gabbrokonglomerate, die Kalktonschiefer mit Oberneokomfossilien (Vetters) eingeschaltet enthalten. „Wenn man alle diese Anzeichen zusammenfaßt, so wird man zu der Annahme gedrängt, daß die ophiolitische Eruptions- und Störungsepoche Südeuropas sich mindestens zu einem großen Teile mit der Kimmerischen Phase der Krim und des saxonischen Faltungsfeldes von Nordwestdeutschland deckt“. In diesem Zusammenhange verweist Koßmat auch auf die Transgression des Tithons über bloßgelegter Trias in den äußeren dinarischen Zonen Süddalmatiens und des mittleren Isonzogebietes, doch könnte es sich hier ja schon, soweit Orogenesen in Frage kommen, um altkimmerische Bewegungen handeln (vergl. oben).

Auch in den älteren Teilen des Apenninensystems scheinen Anzeichen kimmerischer Vorgänge nicht ganz zu fehlen.

---

[1]) E. Tietze, Geol. u. paläontol Mitt. aus dem südlichen Teile des Banater Gebirgsstockes. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. XXII, 1872, S. 35 ff.

[2]) Vergl. „Die Kriegsschauplätze 1914—1918“, geologisch dargestellt, Heft 12, Berlin 1924.

Die in den jungen Hochgebirgen des südöstlichen Europas so bedeutsame jungkimmerische Faltung ist in den Alpen kaum angedeutet, vielmehr herrscht hier in der jungjurassisch-unterkretacischen Schichtenserie fast ausnahmslos Konkordanz. Eine Ausnahme scheint in den österreichischen Kalkalpen westlich von Weyer zu bestehen (Blatt Weyer der geol. Spezialkarte 1 : 75000, bearbeitet und erläutert von G. Geyer, Wien 1911); nach Geyer scheinen nämlich die Neokommergel dort übergreifend auf älteren Schichtgliedern zu liegen (Erläuterung S. 44), und es scheinen nach der Kartendarstellung die älteren Schichten einschließlich Tithon südwestlich von Gr. Ramnig schon vor Ablagerung der Unterkreide eine gewisse Faltung erfahren zu haben, die sich dann in jüngerer Zeit sehr verstärkt und dabei auch die Unterkreide ergriffen hat. Es mag ja ferner sein, daß die im Liegenden der Gosau nachweisbare Faltung, von der weiterhin die Rede sein wird, in einzelnen Teilen der Alpen schon vorkretazisch eingetreten ist, und so nimmt Tornquist[1]) für die Ostalpen sogar starke Auffaltung am Ende der Jurazeit an.

Recht bedeutsame Gebirgsbildungen fanden in der Grenzzeit von Jura und Kreide im außeralpinen Europa statt, und in Mitteldeutschland ist die kimmerische Phase geradezu die Hauptphase der saxonischen Gebirgsbildung. Ihr Nachweis gelang hier zuerst im südlichen Teutoburger Wald (Eggegebirge)[2]), wo Lias und weiter nördlich auch Malm bis Kimmeridge einschließlich von ihr betroffen sind, während die Untere Kreide sich flach über die eingeebneten Eggeketten hinweglegt, deren Abtragungsprodukte sich im Serpulit (Oberes Portland)[3]) des Osnings finden. Somit ergab sich hier ein vorserpulitisches Alter. Es folgte auch in anderen Teilen Mitteldeutschlands (Deister, Gegend von Hannover, Hilsmulde, Gronauer Kreidemulde, Salzgitterer Höhenzug, subhercynisches Becken) der Nachweis dieser „vorkretazischen“ Gebirgsbildung, über die jetzt eine reiche Literatur vorliegt, und es wurde auch erkannt, daß sie in mehreren Unterphasen verlaufen ist. Nach F. Dahlgrün[4]) haben wir mit drei Unterphasen zu rechnen, die er als „Deister-Phase“, „Osterwald-Phase“ und „Hils-Phase“ bezeichnet und die sich in nachfolgender Weise in das stratigraphische Profil des Niederdeutschen Beckens einfügen:

---

[1]) Tornquist, Allgemeine Geologie. Leipzig 1916, S. 539.

[2]) Vergl. das zusammenfassende Referat von H. Stille: „Die kimmerische (vorkretazische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens“. Geol. Rundschau 1913, Bd. IV, S. 362 ff.

[3]) Nach neueren, noch unveröffentlichten Feststellungen A. Mestwerdts liegen sie hier auch schon im Unterportland, wie bereits F. Schöndorf auf Grund eines Vergleiches mit den Verhältnissen bei Völksen am Deister vermutet hatte.

[4]) F. Dahlgrün, Tektonische, insbes. kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiet. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1921, Bd. XLII, S. 723 ff.

	Hauterivien	
	Ober-Valanginien	
		Hils-Phase
	Wealden	
Portland	Serpulit	
		Osterwald-Phase
	Münder Mergel	
	Eimbeckhäuser Plattenkalke	
	Gigas-Schichten	
		Deister-Phase
	Kimmeridge	
	Korallenoolith usw.	

Die Hauptphase scheint die Deister-Phase zu sein.

Außerhalb des Verbreitungsgebietes der Unterkreide, d. h. außerhalb des ehemaligen Niederdeutschen Beckens, — so am Ohmgebirge, in Sachsen, in den Sudeten, in Böhmen, in Polen und im südwestlichen Randgebiete des Bayrischen Waldes —, fehlt natürlich die Möglichkeit der genaueren Zeitbestimmung der im Liegenden des Cenomans nachweisbaren tektonischen Vorgänge; aber wohl mit Recht sprechen die Autoren auch hier unter Hinweis auf die mittel- und nordwestdeutschen Verhältnisse von „vorkretazischer" Gebirgsbildung, wenn schließlich auch in dem einen oder anderen Falle ein vorcenomanes Alter zutreffen könnte.

Auch die vorsenone Bruchbildung in Schonen, die jünger ist als Lias und Rhät, mag kimmerischen Alters sein, wie auch die geringe postjurassisch-voroberkretazische Faltung im Donezgebiete (vergl. Borissjak, a. a. O.).

Ferner kennen wir für das tektonische Bild des mesozoischen Untergrundes sehr bedeutsame kimmerische Vorgänge in Südengland und Nordfrankreich.

Für Nordfrankreich und z. T. auch für Südengland kommen namentlich die Untersuchungen von Marcel Bertrand[1]) in Betracht, nach denen weithin die Juraschichten vor Rückkehr des Kreidemeeres gefaltet worden sind. Das stellte Marcel Bertrand zunächst im Boulonnais, aber dann auch rings um das Pariser Becken, so am Rande des Zentralmassivs und der Armorikanischen Masse, wie auch am Westrande des Londoner Beckens fest. Verwerfungen kimmerischen Alters veranschaulichten ferner J. Gosselet und L. Dollé[2]) aus dem Pays de Licques (Boulonnais). Im Boulonnais ist eine Diskordanz

---

[1]) Marcel Bertrand, Sur la continuité du phénomène de plissement usw. a. a. O., S. 118 ff.

[2]) J. Gosselet und L. Dollé, Etude géol. du Pays de Licques. Ann. Soc. géol. Nord, XXXVI, 1907, S. 216 ff., insbes. Taf. 5.

zwischen Kimmeridge und Portland nicht da, und höchstens könnten die im Portland vielfach auftretenden Geröllbildungen des Boulonnais gleich denen des Pays de Bray auf vorangegangene tektonische Bewegungen vom Alter der Deister-Phase hinweisen. Ist es richtig, daß das Portland und „Purbeck“ des Boulonnais nicht nur das Unterportland, wie Haug (Traité, S. 1082/83) annimmt, vertreten, sondern daß sie, wie Salfeld[1]) meint, auch die Äquivalente unseres Serpulits enthalten, so handelte es sich im Boulonnais um die Hilsphase. Schwache Sattel- und Muldenbildungen kimmerischen Alters, die das Portland noch betroffen haben, während Oberes Aptien über ihnen transgrediert, hat K. Hummel im südlichen Ardennenvorlande festgestellt[2]). In England sind Beispiele vorkretazischer Verwerfungen und schwacher Faltungen z. B. im Dorsetshire anzutreffen, und auch hier ist Purbeck noch disloziert.

Aus dem Aquitanischen Becken hat Glangeaud[3]) Faltung der jurassischen Bildungen einschließlich Portland und Transgression des Cenomans über den Schichtköpfen des Juras beschrieben. Ihm ist wohl zuzustimmen, wenn er diese Faltungsvorgänge in das Ende der Jurazeit verlegt.

Nicht unbedeutsame tektonische Bewegungen kimmerischen Alters, vergleichbar denen in Deutschland, Südengland und Frankreich, müssen auch in Nordspanien, und zwar insbesondere in den Gebirgszügen südlich des Ebrobeckens, eingetreten sein. Das entnehme ich aus einigen Profilen von Dereims[4]) in bezug auf die südöstliche Endigung der Iberischen Ketten und in bezug auf deren nordwestlichen Teil aus Angaben und Profilen von R. Chudeau[5]) und Larrazet[6]). So ergibt sich auch eine kimmerische Anlage des in der Hauptsache zwar erst postkretazisch ausgestalteten Bruchfaltengebirges südlich und südwestlich der Sierra de la Demanda (vgl. Larrazet, a. a. O., S. 127 u. Prof. V auf Taf. 2).

Auch die Atlasländer scheinen Spuren gleichaltriger Vorgänge aufzuweisen, denn nach Gentil[7]) ist die Heraushebung des Zentralmassivs

---

[1]) H. Salfeld, Die Gliederung des Oberen Jura in Nordwesteuropa. N. J. f. Min. usw., B. B. XXXVII, 1913.

[2]) K. Hummel, Meeresbewegungen und tektonische Erscheinungen im südlichen Ardennenvorland. Geolog. Rundschau 1920, Band XI, S. 18 ff.

[3]) Glangeaud, Transgressions et régressions des mers secondaires dans le Bassin de l'Aquitaine. Compt. rend. Ac. Sc. 1901, t. 132, 363—365.

Derselbe, VIII. Congrès géol. int., Guide IV, S. 4, 1900.

[4]) A. Dereims, Recherches géolog. dans le Sud de l'Aragon. Thèses Fac. Scienc. Paris 1898.

[5]) R. Chudeau, Contribution à l'étude géolog. de la Vieille-Castille. Théses Fac. Scienc. Paris 1896.

[6]) Larrazet, Recherches géolog. sur la région orientale de la Province de Burgos etc. Théses Fac. Scienc. Paris 1896.

[7]) Gentil, Géologie du Maroc etc. Ann. de Géogr. 1912, S. 134/135.

des westlichen Hohen Atlas „momentanément" am Ende des Juras erfolgt, und nach Pervinquière[1]) liegt die Kreide in Südtunis diskordant über Jura.

Sehr intensive tektonische Vorgänge sind im Ausgange der Jurazeit in den pazifischen Ketten Nordamerikas (XVI) eingetreten und zuerst von Whitney erkannt worden. Noch mitbetroffen sind die goldführenden Mariposa-Schiefer der Sierra Nevada (Sequan und wohl auch noch Kimmeridge); diskordant überdeckt wird der Faltenbau von der Knoxville-Serie, die in der Hauptachse unterkretazisch ist, im tieferen Teile aber Formen enthält, die den obertithonischen von Stramberg (Mähren) sehr nahe stehen. Deshalb ist nach Haug[2]) kaum ein Zweifel möglich, daß das unterste Knoxville dem Oberportland der Mediterrangebiete entspricht.

Die „Pacific-Revolution" ist also jünger als Kimmeridge und älter als Oberportland und fällt damit in die Zeit der kimmerischen Gebirgsbildung Europas. So hatten auch schon Stanton und die älteren kalifornischen Geologen sie in das Ende des Juras, J. P. Smith[3]) in die Zeit unmittelbar vor dem Portland gestellt (unteres Knoxville auch nach Smith gleich Portland). Insbesondere kommen zum Vergleich die Deister-Phase und die Osterwald-Phase in Betracht, während gegen Bewegungen zur Zeit der Hilsphase die Konkordanz innerhalb der jungportlandisch-altkretazischen Knoxville-Serie spricht. Blackwelder[4]) hat diese „Pacific-Revolution" als „nevadisch" bezeichnet und damit gegenüber der von J. P. Smith gebrauchten Bezeichnung „Cordilleran-Revolution" zum Ausdruck bringen wollen, daß sie nur die westliche Zone des Kordilleren-Systems (Sierra Nevada usw.) ergriffen hat, während der Osten desselben unberührt blieb. Von dem klassischen Gebiete der Faltung, der Sierra Nevada, ist sie südwärts bis ins westliche Mexiko und wahrscheinlich auch nach Niederkalifornien, nordwärts durch Oregon, das Kaskadengebirge und die Olympic-Ranges Washingtons bis nach Alaska und wohl noch darüber hinaus bis zu den Alëuten zu verfolgen. Überall war sie von gewaltigen Instrusionen begleitet oder gefolgt. Blackwelder weist auch darauf hin, daß hinsichtlich des genaueren Alters dieser pazifischen Faltung nicht völlige Einmütigkeit der Auffassung besteht und daß man sie in Alaska sogar in den Dogger verlegen will (vgl. S. 133). Aber nach seiner Meinung ist die Verschiedenheit der Auffassung weniger in der wirklichen Altersverschiedenheit der

---

[1]) vgl. Lemoine, Handb. Reg. Geol., Afrique occidentale, S. 27.

[2]) E. Haug, Portlandien, Tithonique, Volgien. Bull. Soc. géol. Fr., Série 3, Bd. XXX, S. 225, 1898.

[3]) J. P. Smith, Salient Events in the Geolog. History of California. Science XXX, 1909, p. 346—351.

[4]) E. Blackwelder, Orogenic Epochs in North-America, a. a. O., S. 643.

Faltung in den Einzelgebieten, als vielmehr in der Schwierigkeit der genaueren Identifizierung der für die Altersbestimmung in Betracht kommenden Schichtfolgen begründet. Wie gesagt, ist die Pacific-Revolution auf einen relativ schmalen Raum entlang dem pazifischen Ozean beschränkt, hier aber eine außerordentlich bedeutsame Erscheinung. Gleichaltrig mit ihr könnten in den ältergefalteten Gebieten des Ostens und Südens der Vereinigten Staaten Bruchbildungen sein, die infolge großer Lückenhaftigkeit der Profile einer unmittelbaren Altersbestimmung nicht zugänglich sind, sondern bei denen nur der mittelbare Weg des Vergleichs mit den Dislokationsphasen anderer Gebiete die Altersdeutung als kimmerisch nahelegt. Ich denke z. B. an die in den Ablagerungsgebieten des triadischen Newarks östlich der Appalachien nach Blackwelder „bald nach der Trias" und „kaum vor Unterjura" eingetretenen Dislokationen (Palisade-Disturbance bei Schuchert, Textbook, S. 463) und an die „vor der Unterkreide" und „wohl im frühesten Mesozoikum" erfolgten Störungen im Gebiete der Ouachita-Mts.[1]).

Über jungjurassische Faltungen in den südamerikanischen Anden gehen die Meinungen noch auseinander. Sicherlich liegen auch dort recht bedeutsame Faltungen mesozoischen Alters vor, so z. B. in Südperu, wo steil aufgerichtete jurassische Schichten diskordant von Oberkreide überdeckt werden. Aber bei dem Fehlen der Unterkreide ist die von Geerth auch nur mit Zurückhaltung gegebene Bestimmung der Faltung als vorkretazisch nicht eindeutig. Ähnlich ist die Sachlage in der Puna de Atacama[2]), wo sich eine Diskordanz zwischen Rhät und den im tieferen Teile oberkretazischen Calchaqui-Schichten findet. Jedenfalls haben wir, wie in den nordamerikanischen, so auch in den südamerikanischen Kordilleren eine große Transgression des Tithons, hier zwar des Untertithons[3]), und es bleibt abzuwarten, inwieweit diese auch in Südamerika einen kurz vorher dislozierten Untergrund überdeckt. Sehr wichtige Mitteilungen über jurassische Faltungen in den argentinischen Anden machte P. Gröber[4]). Nach ihm liegen in Neuquen, und zwar südlich des Arroyo del Forten, über stark gefalteten Konglomeraten des Unterlias mit scharfer Diskordanz marine Austernkalke und grüne Mergel des „Oberkimmeridge bis Neokom". Ich nahm

---

[1]) E. Blackwelder, Handb. Reg. Geol., U. St. of America, 1912.

[2]) Walth. Penck, Puna de Atacama, a. a. O.

[3]) Geerth in Referat über Arbeiten von Douglas über Peru, N. J. 1923, B. I, S. 108.

Derselbe, Ausbildung und Fauna der mesozoischen Ablagerungen in der andinen Geosynklinale im Bereiche der argentinischen Kordilleren. Geol. Rdsch., Bd. XIII, 1923, S. 90ff.

[4]) vgl. Memoria de la Direccion de Minas f. 1917, erschienen Buenos Aires 1920, S. 31.

auf diese Verhältnisse schon oben (S. 133) Bezug. Ist nämlich auch Oberkimmeridge in der transgredierenden Serie enthalten, so stehen wir hier einer Faltung gegenüber, die älter ist als die jungkimmerische, und Gröber verlegt sie auch in das Oxford. Beginnt die transgredierende Serie aber erst mit portlandischen Schichten, so könnten wir hier das Gegenstück zu der großen „nevadischen" Faltung der nordamerikanischen Ketten haben. Nach Gröber ist diese jurassische Faltung in den argentinischen Anden und scheinbar auch in der chilenischen Küstenkordillere bedeutsamer als die nachfolgenden tertiären gewesen.

An der Westseite des Pazifik begegnet uns „vorkretazische" Faltung in Japan, Neuseeland und Australien.

In Japan finden wir in der Nordhälfte der Hauptinsel Hinshiu im Abukuma- und Kitakami-Berglande mittelkretazische Schichten auf gefalteten fossilführenden Sedimenten jurassischen, triadischen und höheren Alters[1]. Es muß dahingestellt bleiben, ob hier kimmerische oder austrische Faltung (s. unten) vorliegt.

In Neuseeland verlegte P. Marshall[2] im Anschlusse an Hutton[3] die Hauptfaltung in das Ende der Jurazeit, doch lassen neuere Feststellungen ihre Zugehörigkeit zur austrischen Phase (s. dort) erkennen.

Weithin bestehen Diskordanzen zwischen Jura und Unterkreide in Australien[4].

d) Austrische Gebirgsbildung

Für die mittelkretazische Gebirgsbildung bringe ich die Bezeichnung „austrisch" im Hinblick auf ihre Wichtigkeit für die österreichischen Gebirgsländer in Vorschlag.

Die große Bedeutung einer mittelkretazischen („vorgosauischen") Faltung ist für die tektonische Entwicklung der Ostalpen (VI) heute ganz allgemein anerkannt. Sie erweist sich in den nördlichen Kalkalpen zunächst als älter als die Gosau („vorgosauisch"), der ein oberturonsenones Alter zukommt, aber dann auch als älter als das Cenoman, das seine Hauptvertretung am Rande der nördlichen Kalkalpen hat, doch auch im Innern derselben sich findet. So hat auch Fr. Heritsch[5] die vorgosauische Faltung als vorcenoman angesprochen. Ein klassisches Gebiet dieser vorgosauischen Faltung ist z. B. dasjenige von Weyer in Oberösterreich, wo die Gosau-Schichten, selbst wieder zu einer Syn-

[1]) E. Sueß, Antlitz d. Erde, III, 1, S. 184.

[2]) P. Marshall, Handb. Reg. Geologie, New Zealand, 1911, S. 36—38.

[3]) Hutton, The geological History of New Zealand. Transact. New Zealand Inst. Vol. 32, 1899.

[4]) Haug, Traité, S. 1222.

[5]) Handb. Reg. Geol., Ostalpen, 1915, N. 41.

klinale zusammengeschoben, auf steilstehendem Hauptdolomit und Neokom liegen[1]). Andere hochbedeutsame Gebiete der vorgosauischen Faltung sind das Salzkammergut, wo nach Spengler[2]) mit ihr bereits Deckenbewegungen eingetreten sind, und das untere Inntal, wo nach den Untersuchungen O. Ampferers[3]) die wesentlichen Züge im heutigen Bau des Gebirges schon vorgosauisch angelegt waren. Hier, wie auch sonst in den nördlichen Kalkalpen, erscheint die Unterlage der Gosauschichten als ein kräftig modelliertes Relief auf stark gestörtem Untergrunde. In den Allgäuer Alpen liegt die Gosau diskordant auf neokomen Fleckenmergeln. Im Salzkammergut ist Barrême von der Faltung noch betroffen; sie ist hier also zwischen Barrême und Cenoman eingetreten, und Spengler möchte sie in das Albien verlegen, da im Albien in der von der mittelkretazischen Gebirgsbildung nicht ergriffenen helvetischen Zone gleichsam als ferner Ausklang der in Nachbargebieten erfolgten Bewegungen plötzlich terrigene Sedimente auftreten.

Auch in den Zentralalpen ist vielfach vorgosauische Faltung zu erkennen, so in den Karawanken. Demgegenüber scheint sie im Hauptteile der Südalpen, so z. B. in den Lombardisch-Julischen Alpen, keine große Bedeutung gehabt zu haben, vielmehr scheint die dortige „intrakretazische“ Faltung im wesentlichen der subhercynischen Phase (s. u.) anzugehören.

Ein großer Gegensatz der Westalpen (V) gegenüber den Ostalpen liegt darin, daß hier die in den Ostalpen so hochbedeutsame austrische Faltung nicht erkennbar ist. Er ist allerdings dadurch etwas überbrückt, daß in den nördlichen Kalkalpen von Osten nach Westen, d. h. mit Annäherung an die Westalpen, die austrische Faltung sich abschwächt[4]). Sie ist nämlich nur in dem östlichen Teile der nördlichen Kalkalpen stärker als die nachfolgenden tertiären Faltungen, während sich in einem mittleren Teile intrakretazische und nachfolgende Faltung etwa die Wage halten und schließlich im westlichen Teile der ostalpinen nördlichen Kalkalpen die tertiäre Tektonik die intrakretazische an Bedeutung weit übertrifft.

Nach Argand[5]) ist zwar auch in den Westalpen intrakretazische Faltung eingetreten, nämlich in dem innersten (südlichsten) Teile des Faltensystems, dem dann später das übrige Gebirge angegliedert

---

[1]) Vgl. E. Geyer, Geol. Spezialk. Österr., Bl. Weyer.

[2]) E. Spengler, Ein geologischer Schnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges. Wien 1918. Bd. XI, S. 55.

[3]) vgl. u. a. O. Ampferer, Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 1922, Bd. 72, S. 105ff.

[4]) Fr. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923, S. 199.

[5]) E. Argand, Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes Soc. helvét. Scienc. Natur. Neuchâtel 1920, S. 1—27.

worden ist. Aber in diesen innersten Zonen fehlt mit der Kreide das Beweismittel für das angenommene intrakretazische Alter.

Erst in der Basse-Provence sind wieder mittelkretazische Bewegungen feststellbar, wenn auch nur solche von ganz geringem Ausmaße; von ihnen ist die Schichtfolge vom Weißen Jura bis zum Oberen Albien einschließlich betroffen, während das Cenoman über der Einebnungsfläche dieser Schichten transgrediert[1]). Ebenso sind weiter östlich in der Montagne de Lure nach dem Albien und vor der cenomanen Transgression schwache Bodenbewegungen eingetreten, in deren Gefolge vorcenomane Schichten wieder beseitigt worden sind[2]). Im Gefolge austrischer Bewegungen sind in der Chaîne des Alpines die Landflächen entstanden, auf denen sich die dortigen Bauxitlagerstätten (Lokalität Les Baux) gebildet haben. Ferner sehen wir im Gebiete von Uzès westlich Avignon[3]) und auch weiter nördlich[4]) die Schichten mit Schloenbachia inflata (Oberstes Albien) ältere Kreidehorizonte diskordant überdecken.

Im westlichen Schweizer Jura (St. Croix) liegt das Cenoman normal auf Gault, weiter östlich überwiegend auf älteren Bildungen, so nach Baumberger im Gebiete des Bieler Sees abwechselnd auf Urgon, Hauterivien, Valanginien und Portland (vergl. Heim, Geol. d. Schweiz I, S. 510). Die Sachlage erinnert an den Teutoburger Wald (s. unten), wo im Norden Konkordanz des Cenomans über Gault, im Süden Diskordanz über älteren Schichten herrscht.

Beginnend im Drau-Gebiete verfolgen wir die intrakretazische Faltung in einer inneren Zone des dinarischen Systems (V) durch Krain (nördlich von Laibach), Slavonien (Fruska Gorra) und das östliche Bosnien bis Altserbien. In Altserbien beschreibt sie Koßmat[5]) aus dem Gebiete von Novibazar und Mitrovitza. Sie ist nach ihm weiter in den inneren dinarischen Zonen Mazedoniens zwischen den oberjurassisch-altkretazischen Ophiten und der Gosau eingetreten und hat wie in den Ostalpen den großen Grundplan der Tektonik schon geschaffen[6]). Nach den Fossilien zu schließen, ist hier in der Gosau, ähnlich wie in den Alpen, hauptsächlich Oberturon und Senon vertreten, doch ist auch Cenoman angedeutet.

Somit kennen wir, vor allem durch die Arbeiten Koßmats, in den inneren Dinariden eine von den Alpen bis fast hin zum Busen

---

[1]) Haug, Traité de Géologie, S. 1245ff.

[2]) Kilian, Description géolog. de la Montagne de Lure. Paris 1888, S. 407.

[3]) Bl. Avignon (222) 1 : 80000.

[4]) Bl. Orange (210) 1 : 80000.

[5]) F. Koßmat, Gebirgsbau und Landschaft im Umkreis von Novibazar (Altserbien), a. a. O.

[6]) Ders., Mitt. über den geol. Bau von Mittelmazedonien. Ber. Math.-phys. Kl., Sächs. Ak. Wiss. Leipzig Bd. LXX 1918.

von Saloniki führende Zone der vorgosauischen Faltung. Diese fehlt in den äußeren Zonen des dinarischen Gebirges, wo Trias, Jura und Kreide eine in der Hauptsache konkordante und von Lücken wenig unterbrochene Schichtenreihe bilden.

Wie die Dinariden als Fortsetzung der südlichen Ostalpen, so hat auch der in den nördlichen Ostalpen wurzelnde große Gebirgsbogen der Karpathen (XI)[1]) die erste bedeutsame Phase seiner mesozoisch-känozoischen Faltung in mittelkretazischer Zeit erfahren, und zwar gleich den Dinariden in den inneren Zonen, während die äußeren Zonen erst später gefaltet worden sind. Damals entstanden nach Mrazec und Murgoci die gewaltigen kristallinen Decken der Transsylvanischen Alpen und in deren Fortsetzung südlich des Eisernen Tores. Südlich von Kronstadt transgrediert das Cenoman mit dem sog. Butschetschkonglomerate, das bis zu einer Riesenmächtigkeit von 1,7 km anschwillt und den größten Teil der Kronstädter Karpathen aufbaut, über älteren Schichten einschließlich Barrême, von dem es Gerölle enthält[2]).

Für die Altersbestimmung der austrischen Karpathenfaltung ist weiter sehr wichtig, daß an manchen Stellen im basalen Teile der transgredierenden Serie noch Oberes Albien (Schloenbachia inflata, Belemn. minimus usw.) gefunden worden ist.

In der Dobrudscha kennen wir eine, wenn auch geringe Diskordanz des Albiens über älteren kretazischen Schichten, die auch noch Urgon einschließen[3]).

Im Kaukasus (XII) ist nirgends eine Diskordanz bekannt geworden, die auf austrische Faltungen schließen ließe.

Schon in der Provence und angrenzenden Gebieten fanden wir Andeutungen der austrischen Gebirgsbildung. Von großer Bedeutung ist diese dann im Pyrenäengebiete (I), wie schon vor Jahrzehnten erkannt ist. In den Corbières liegt Cenoman auf sehr wechselndem Untergrunde, enthaltend Albien bis Paläozoikum, und auch in den eigentlichen Pyrenäen ist vielfach festzustellen, daß Albien von der vorcenomanen Faltung noch betroffen ist. Mächtige Konglomeratmassen leiten weithin die Transgression des Cenomans über paläozoischen Schichten, Permo-Trias, Jura und Unterkreide ein. Auch die Deckenüberschiebungen des Pyrenäengebietes sollen schon bis in die austrische Faltungsphase zurückreichen.

---

[1]) vgl. Murgoci, Compt. Rend. Ac. Sc. Paris, 141 (1905) S. 337 ff. und 469 ff.; V. Uhlig, Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Ak. Wiss Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 116, S. 975 (1907); E. Sueß, Antl. d. Erde III, 2. S. 18.; Voitesti a. a. O.

[2]) V. Popovicid, Etude géolog. es environs de Campulung et de Sinaia (Roumanie). Thèses Fac. Sc. Paris, 1898.

[3]) Vict. Anastasiu, a. a. O., S. 121.

Im außeralpinen Mitteleuropa, so in den deutschen Gebieten der saxonischen Faltung (XIII), sind stärkere austrische Gebirgsbildungen bisher nicht bekannt, wenn sie vielleicht auch dort eingetreten sein könnten, wo das Cenoman oder das Obere Albien unter Ausfall der Unterkreide einen gestörten Unterbau älterer Schichten überdecken. Austrische Bewegungen von geringem Ausmaße sind im subhercynischen Becken bei Quedlinburg daran erkennbar, daß das Cenoman bei fehlendem Gault schwach diskordant auf Neokom und Mittlerem Keuper ruht[1]). Am Egge-Gebirge geben sich ganz schwache tektonische Bewegungen, die als synorogen anzusprechen sind, im Auskeilen der einzelnen Horizonte der Unterkreide, Oberalbien eingeschlossen, unter dem transgredierenden Cenoman zu erkennen[2]). Ich habe hierauf schon früher hingewiesen (s. S. 17). Bei Lüneburg findet sich nach Feststellungen von W. Ernst[3]) Unteres Albien neben Dogger, Lias, Keuper, Paläozoikum und Granit aufgearbeitet in dem über Keuper transgredierenden Oberalbien. Die Annahme liegt nahe, daß die Regression nach dem Unteralbien, die dessen Abtragung einleitete, mit austrischen Krustenbewegungen zusammenhing.

Beispiele austrischer Faltung begegnen uns außerhalb Europas schon in Kleinasien (XIV). So ist in Philippsons „ostägäischem Küstengebirge" voroberkretazische Faltung dadurch angedeutet, daß Obere Kreide transgressiv über sehr wechselnden Schichten liegt. Ferner kennen wir am Golf von Ismid[4]) eine Diskordanz zwischen Trias und Gosau. Es offenbart sich eine erhebliche Übereinstimmung in der Geschichte des taurischen mit der des dinarischen Gebirgssystemes, auf die schon Walt. Penck hingewiesen hat.

Im Hindukusch enthält eine ältere gefaltete Serie Trias, Jura und unterkretazische Sandsteine, während diskordant über ihr mächtige Kreidekalke liegen[5]). Da auch Mittelkreide in der transgredierenden Serie vertreten ist, so liegt hier eine Gebirgsbildung von austrischem Alter vor. Dasselbe mag für die Bergketten von Oman (östlichstes Arabien) zutreffen, wo die jungpaläozoisch-triadische, viel-

---

[1]) H. Schroeder und W. Weißermel, Erl. z. geol.-agronomischen Karte der Umgebung von Quedlinburg. Berlin 1914, S. 17.

[2]) H. Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und der Kreide Westfalens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1905, Bd. XXVI, S. 112–114.

[3]) W. Ernst, Über den oberen Gault von Lüneburg. Zeitschr. d. Geol. Ges. 1921, Bd. 73, Monatsber., S. 291 ff.

[4]) Walt. Penck, Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1908, S. 6.

[5]) E. Sueß, Antl. d. Erde, III, S. 368/69.

H. H. Hayden, The Geology of Northern Afghanistan. Mem. Geol. Surv. India, 1913, Vol. XXXIX, Part 1.

leicht auch noch jurassische „Oman-Serie“ samt den sie überdeckenden Eruptivströmen von vermutlich jungjurassischem (frühkretazischem?) Alter ihre Faltung erfuhr vor Ablagerung der dortigen Kreideschichten, die in der Hauptsache aus Hippuritenkalken bestehen, im südöstlichen Oman aber auch Cenomanfauna führen[1]).

Im westlichen Borneo und auf benachbarten Inseln[2]) ist eine Faltung jünger als die sog. Danauformation, die mit großer Wahrscheinlichkeit Trias und Jura vertritt, und älter als das Cenoman mit Orbitolina concava Lam. Als Begleiterscheinung dieser Faltung gilt die Intrusion mächtiger Tiefengesteine, welche z. B. das Schwaner Gebirge Borneos fast ganz zusammensetzen; sie haben die Danauformation noch metamorphosiert und werden stellenweise von Cenoman überdeckt. Auf diese Faltung wird auch die Entstehung der vom Schwaner Gebirge über die Karimata-Inseln nach Billiton reichenden Kette zurückgeführt. Sie mag austrischen, könnte aber schließlich auch jungkimmerischen Alters sein. Jedenfalls ist das Vorhandensein einer mesozoischen Faltung in der malayischen Inselwelt, vergleichbar derjenigen in Kleinasien, in Oman und im Hindukusch, von erheblichem Interesse.

Von der Möglichkeit, daß auf Japan austrische Faltung eingetreten sein könnte, war schon die Rede (vergl. S. 145).

Als austrisch ist auf Grundlage neuerer Mitteilungen von W. N. Benson[3]) die früher in das Ende der Jurazeit verlegte Hauptfaltung von Neuseeland zu betrachten. Noch einbezogen in die von starken Intrusionen begleitet gewesene Hauptfaltung der neuseeländischen Alpen sind nämlich altkretazische Schichten, die bereits die ersten Angiospermen führen; diskordant zu den Falten liegt Oberes Albien.

In Nordamerika (XVI) entstand nach E. Blackwelder (a. a. O.) eine „oregonische“ Faltung („Oregonian Orogeny“) zwischen Unter- und Oberkreide entlang der pazifischen Küste von Südmexiko durch Kalifornien, Oregon und Washington bis ins südöstliche Alaska[4]). Über der Faltungsdiskordanz liegt entweder die oberkretazische Chicoformation oder Eozän; in der stark gefalteten und metamorphen Serie steckt das jüngstjurassisch-altkretazische Knoxville. Diese Faltung, die Schuchert (Textbook, II, 2. Aufl., S. 546) als „Central-Cordilleran Disturbance“

[1]) G. E. Pilgrim, The Geology of the Persian Gulf and the adjointing portions of Persia and Arabia. Mem. Geol. Surv. India, 1908, Vol. 34, Part 4.

[2]) L. J. C. van Es, Geolog. Kaart van Nederlandsch-Indie 1 : 1000000, Bl. IX (West-Borneo en Billiton). Jaarb. v. h. Mijnw. etc., 47, 1918.

[3]) W. N. Benson, An Outline of the Geology of New Zealand. Journ. of Geol., Vol. XXX, 1922, S. 1 ff.

Derselbe, A Review of recent Researches on the Mesozoic Floras of Australia, 1919, a. a. O.

[4]) Vergl. z. B. Alfred H. Brooks, Mount Mc. Kinley-Region. U. St. Geol. Surv. Prof. Paper 70, 1911, S. 117—118.

bezeichnet, war im allgemeinen relativ unbedeutend. Vielfach war sie von basischen Intrusionen begleitet. Sie entspricht offenbar den austrischen Faltungen Europas.

Intrakretazischen Alters sind in Südamerika J. Keidels „Patagoniden“, d. h. eine von den Anden sich ablösende und die alte patagonische Masse im Westen und Norden (s. Keidel, a. a. O., Taf. 11) umgürtende Faltenzone[1]). Die sehr intensive Faltung hat in der Provinz Chubut noch die marinen jungjurassisch-altkretazischen Ablagerungen einschließlich des Barrême, nicht aber die diskordant liegenden jungkretazischen Dinosaurier-Schichten betroffen. In der Provinz Neuquen ist die Diskordanz von Keidel[2]) zwischen Neokom und den terrestrischen Schichten der Mittleren und Oberen Kreide festgestellt worden. Die Zugehörigkeit der Faltung zur austrischen („oregonischen“) Phase liegt auf der Hand.

Als gegensätzlich zu den Patagoniden hebt Keidel das Fehlen intrakretazischer Faltung in den eigentlichen Anden hervor.

Was nun das genauere Alter der austrischen Gebirgsbildung anlangt, so erwies sie sich in manchen Gebieten, wie in den Karpathen und Neuseeland, nicht nur als vorcenoman, sondern auch als vorobergaultisch. In anderen Gebieten, wie in den Pyrenäen, liegt sie aber erst zwischen Obergault und Cenoman. Wir haben also mit zwei Phasen der austrischen Faltung zu rechnen, nämlich einer vorgaultischen oder wenigstens vorobergaultischen und einer postgaultisch-vorcenomanen.

Zu letzterer gehören auf deutschem Boden die geringen (synorogenen) Bewegungen am Eggegebirge, zu ersterer jene bei Lüneburg.

e) Subhercynische Gebirgsbildung

Schon von Jasche[3]) und Ewald[4]) in den 50er und 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts erkannt und in den letzten zwanzig Jahren wieder durch G. Brandes[5]) und Henry Schröder[6]) ins rechte Licht gerückt ist die Tatsache, daß die Aufrichtung und Überkippung der mesozoischen Schichten entlang dem Nordrande des Harzes, die wir

[1]) J. Keidel, Depósitos glaciares etc., a. a. O., 1922, S. 340.

[2]) Memoria de la Dirección General de Minas corresp. al año 1920. Buenos Aires 1921, S. 51.

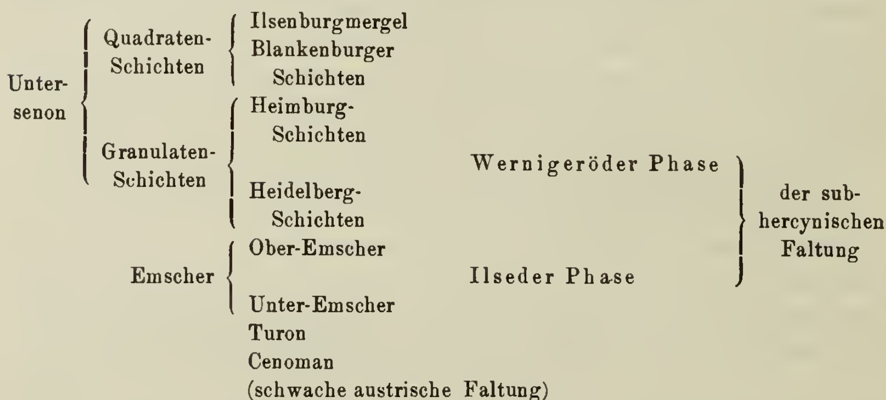
[3]) Jasche, Die Gebirgsformationen in der Grafschaft Wernigerode usw., 1858, S. 86 ff.

[4]) Ewald, Die Lagerung der oberen Kreidebildung am Nordrande des Harzes. Sitzungsber. Pr. Ak. d. Wiss. 1862, S. 674 ff.

[5]) Georg Brandes, Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittleren und oberen Untersenon der Aufrichtungszone des nördlichen Harzrandes. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 1902, Bd. 54, S. 99 ff., Monatsber.

[6]) H. Schröder und Joh. Böhm, Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 56, Berlin 1909.

mit der Überschiebung dieses Gebirges auf sein nördliches Vorland in Zusammenhang zu bringen haben, im wesentlichen auf Vorgänge frühsenonen Alters zurückgeht, und daß damals auch das paläozoische Gebirge des Harzkernes, wie aus dem Auftreten der Harzgerölle in den frühsenonen „Trümmergesteinen" des Harzvorlandes hervorgeht, seine wesentlichste Heraushebung erfahren hat. Diese „subhercynische" Faltung hat sich in zwei Phasen vollzogen, deren Lage im Schichtprofile aus nachfolgendem Schema ersichtlich ist (XIII):



Ganz besonders kommt für die Faltung der Schichten entlang dem Harzrande die inmitten der Granulaten-Schichten liegende jüngere Unterphase der subhercynischen Faltung in Betracht, die ich mit Rücksicht auf Jasches erste Feststellung der „Trümmergesteine" in der Grafschaft Wernigerode und in angrenzenden Gebieten die „Wernigeröder" nenne. Die ältere Phase vor dem Ober-Emscher bezeichne ich als „Ilseder" Phase, da sie in der Transgression des Ober-Emschers über Unterkreide und älterer Oberkreide in dem wirtschaftlich so bedeutsamen Eisenerzdistrikte von Ilsede bei Peine (Hannover) zum Ausdruck kommt.

Auch außerhalb des Harzgebietes und des subhercynischen Beckens sind in Mittel- und Norddeutschland tektonische Bewegungen von subhercynischem Alter vielfach erkannt worden, insbesondere auch an den nordhannoverschen Salzstöcken[1]). In der Umrandung des Wietzer Salzgebirges (Lüneburger Heide) bildet z. B. das Senon, wie sich aus der Untersuchung der dortigen Erdölbohrungen ergeben hat, ein flachgeneigtes „Deckgebirge" über den steilstehenden Schichten des Juras und der Unterkreide[2]).

---

[1]) H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide usw. 4. Jahresber. Niedersächs. geolog. Ver. 1911, S. 224 ff.

[2]) Alfr. Kraiß, Geolog. Untersuchungen über das Ölgebiet von Wietze in der Lüneburger Heide. Archiv f. Lagerstättenforsch., Heft 23, Berlin 1916.

Andeutungen der präsenonen orogenen Phase glaubt A. Briquet[1]) in Nordfrankreich in tektonischen Bewegungen zu erblicken, die Schwankungen des Meeres und Bildung von Konglomeraten an der Grenze von Turon und Senon bewirkten.

In den Französischen Alpen (III) verrät im Dévoluy, wie namentlich Pierre Lory[2]) gezeigt hat, die diskordante Lagerung des Senons über wechselnden und z. T. stark gefalteten älteren Schichten eine bemerkenswerte „antesenone" Faltung. Dabei wird auch noch Cenoman unterhalb der Diskordanz angegeben, während Turon hier nicht sicher nachgewiesen ist[3]). Spuren dieser Faltung geben sich weiter westlich im Diois[4]) zu erkennen. Dort findet sich nämlich eine ältere geschlossene Schichtserie, die noch Cenoman umfaßt, während Turon auch hier zu fehlen scheint; andererseits liegen Emscher und Senon mit leichter Diskordanz auf älterer Kreide.

Im Vorlande der Lombardischen Alpen treten mächtige Geröllmassen, enthaltend jurassische und auch triadische Gesteine, im Untersenon auf, und hieraus hat Rahsmus[5]) auf bedeutsame tektonische Bewegungen geschlossen, die in den Lombarischen Alpen dem Untersenon vorangegangen sind. Bestätigung hat seine Auffassung durch die Studien Winklers[6]) in weiter östlich liegenden Gebieten erfahren. In der Vorzone der Julischen Hochalpen geben sich nämlich nach Winkler vorsenone Bodenbewegungen darin zu erkennen, daß das Senon (vermutlich Obersenon) diskordant über älteren Schichten liegt und in seinem Basalkonglomerate unterkretazische, cenomane und turone Gesteine enthält. Hier ergibt sich also ein „nachturon-vorsenones" Alter, das sich auch bei Woltschach bestätigt, wo Cenoman und Turon noch im Schichtenverbande erhalten sind und dabei diskordant unter Senonbreccien liegen.

---

[1]) A. Briquet, Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. Ann. Soc. géol. du Nord, 44, 1919, S. 127—137.

[2]) P. Lory, Sur la Tectonique du Dévoluy et des Régions voisines à l'Époque crétacée. Compt. Rend. Ac. Sc. Paris 1896, t. 123, p. 383—387.

Derselbe, Massif de la Mure et Dévoluy. Congr. géol. Intern. 1900, Guide XIII b. Vgl. auch O. Wilckens, Über mesozoische Faltungen in den tertiären Kettengebirgen Europas. Geol. Rdsch. 1911, Bd. II, S. 253.

[3]) Nach der Notice explic. zu Bl. Die 1:80000 soll zwar Turon unter dem transgredierenden Senon (Campanien) vorhanden sein.

[4]) M. V. Paquier, Diois. Congr. géol. Int. 1900, Guide XIIIb, S. 19 ff.

[5]) Rahsmus, Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Altabriança. Geol. u. paläontol. Abhandl. X, Heft 5, 1912.

Derselbe, Gebirgsbau der lombardischen Alpen. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., Monatsber., S. 86 ff.

[6]) A. Winkler, Das mittlere Isonzo-Gebiet. Jahrb. Geol. Staatsanst. Wien 1920, S. 11 ff.

Im Kaukasus (XI)[1]) findet sich stellenweise im Dibra-Gebiete (Daghestan) eine Diskordanz zwischen Turon und Obersenon; am Südhange des Zentralkaukasus transgrediert Obersenon mit Basalkonglomeraten auf Neokom, Jura und Gneis des Meskhischen Gebirges.

Im Atlas sind tektonische Vorgänge von subhercynischem Alter darin ausgedrückt, daß das Senon bald auf Cenoman, bald auf Neokom, bald auf noch älteren Schichten liegt[2]).

Im nördlichsten Madagaskar[3]) liegt in der Montagne des Français das Senon, an seiner Basis abgerollte Versteinerungen des Emscher enthaltend, mit leichter Diskordanz auf den älteren Schichten. Diese Diskordanz deutet eine weitverbreitete, wenn auch entsprechend der Struktur Madagaskars unbedeutende tektonische Bewegung von subhercynischem Alter an.

Wir fanden die subhercynische Faltung in Europa besonders in den Westalpen und Südalpen, im Kaukasus und in Nordwestdeutschland, d. h. in Gebieten, in denen nicht oder jedenfalls nicht nennenswert austrische Faltung erkennbar ist. Es ist, als ob die jüngere intrakretazische Faltung Versäumnisse der älteren nachholen wollte.

f) Laramische Gebirgsbildung

Die vielleicht bedeutsamste Phase der mesozoisch-känozoischen Gebirgsbildung liegt an der Grenze von Kreide und Tertiär. In den Ostalpen hat man sie wohl als die „bayrische" bezeichnet[4]); aber ich ziehe es vor, der Benennung der gesamten jüngstkretazisch-vortertiären Faltung die für die Hauptfaltung eines der gewaltigsten Gebirgssysteme unseres Planeten, der Rocky-M^{ts}, eingebürgerte Bezeichnung „Laramide Revolution" zugrunde zu legen. Die Laramide M^{ts} sind eine im südöstlichen Wyoming gelegene Kette der Rocky M^{ts}.

Die „Laramide Revolution"[5]) ist, wenn wir von den präkambrischen Faltungen absehen, nach der appalachischen (saalischen) Faltung der jungpaläozoischen Zeit und der nevadischen (kimmerischen) Faltung der jüngsten Jurazeit die dritte der drei ganz großen Gebirgsbildungen des nordamerikanischen Kontinents (XVI). War die appalachische an den Osten, die nevadische an den äußersten Westen des Kontinents gebunden, so nimmt die laramische Faltung eine mittlere Lage ein. Wir verfolgen das im allgemeinen nach Osten gewandte und mit ostwärts gerichteten Überschiebungen verknüpfte Faltensystem vom östlichen Mexiko

[1]) Handb. Reg. Geol., Kaukasus, S. 22.

[2]) E. Haug, Géosynclinaux et Aires continentales, a. a. O., S. 687.

[3]) Lemoine, Handb. Reg. Geol., Madagaskar 1911, S. 13 u. 14.

[4]) F. Heritsch, Handb. Reg. Geol., Ostalpen, S. 134.

[5]) Vergl. E. Blackwelder, Handb. Reg. Geol., U. St. of Am. 1912 und „Orogenic Epoches in North-America" 1914, a. a. O.

durch das westliche Texas, Neu-Mexiko, Kolorado, Wyoming und Montana und dann durch das westliche Kanada (Alberta usw.) und Alaska bis zum Kap Lisburne am Arktischen Ozean. Dabei verläuft in dem gewaltigen Gebirgssysteme der westlichen Vereinigten Staaten die Grenze zwischen der östlich gelegenen laramischen und der westlich gelegenen nevadischen Faltung in den weiten Plateaugebieten, die die pazifischen Ketten vom Felsengebirge trennen, und auch weiter nördlich in Kanada und Alaska scheinen sich die Faltungszonen beiderlei Alters ziemlich deutlich zu scheiden.

Örtlich ist aber auch im Bereiche der westlichen, vorherrschend „nevadisch“ gefalteten Ketten die laramische Faltung in Diskordanzen des Unteren oder Mittleren Eozäns über wechselnden Gliedern der Kreideformation angedeutet[1]).

Alles in allem erscheinen also die Rocky M^{ts} als eine spätere östliche, d. h. in der Richtung zum Kanadischen Schild gelegene Parallelangliederung an den älteren nevadischen Faltengürtel.

Auch die laramische Faltung ist in Nordamerika von vulkanischen Intrusionen und Extrusionen begleitet und gefolgt gewesen, wenn auch nicht annähernd in dem Umfange wie die nevadische.

Blackwelder weist darauf hin, daß die laramische Faltung in zwei, durch tiefsttertiäre Ablagerungen voneinander getrennten Unterphasen verlaufen zu sein scheint, und bezieht sich dabei insbesondere auf Verhältnisse im westlichen Wyoming und in Kolorado, im Yellowstone-Park und im südwestlichen Montana. Der Stand der stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen scheint aber die Einordnung der beiden Phasen in unsere europäische Formationsfolge noch nicht mit aller Sicherheit zuzulassen. Immerhin würde, wenn Haug (Traité, S. 1414) darin recht hat, daß ein diskordant über dem (kretazischen) Hauptteile der Laramieformation liegendes jüngeres Laramie (Triceratopsschichten von Wyoming und deren Äquivalente in Montana und Kolorado) ins Danien gehört, nach der Diskordanz unter diesem die ältere der beiden Phasen bereits in die Zeit zwischen Maastrichter und Dänischer Stufe zu verlegen sein.

Die südliche Fortsetzung der laramischen Faltungen ist nach Blackwelder (1914, a. a. O.) in Mittelamerika zu verfolgen, hier allerdings durch jüngere Faltungen etwas verwischt. Sie kommt am Ostfuße der Sierra Madre (Ostmexiko) in der Diskordanz des Alttertiärs über Kreide zum Ausdruck[2]).

---

[1]) Vergl. u. a. Ralph Arnold, Environment of the tertiary faunas of the Pacific Coast. Journ. of Geol. 1909, Bd. 17, S. 512.

Roy E. Dickerson, The stratigraphic and faunal relations of the Martinez Formation to the Chico and Tejon. Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. of Geol., Vol. 6, p. 171—177, 1911.

[2]) Walter Staub, Beiträge zur Landeskunde des nordöstl. Mexiko. Ztschr. Ges. f. Erdkunde, 1923, S. 187.

In Südamerika ereignete sich nach G. Steinmann[1]) an der Grenze von Kreide- und Tertiärzeit die Hauptfaltung der Anden von Bolivien, Peru, Chile usw. Das bestätigt H. Gerth[2]) für die peruanischen Anden, während P. Gröber[3]) die „Laramide-Orogeny" der Nordamerikaner im Anschluß an Feststellungen J. Keidels in den argentinischen Anden wieder erkannte. J. Keidel[4]) fand dann entlang dem Ostrande der Vorkordilleren im Dep. Chubut (Südargentinien) Dislokationen und insbesondere treppenartige Abbrüche von laramischem Alter; hier kommt die Gebirgsbildung in einer Diskordanz zwischen den z. T. noch stark dislozierten jungkretazischen Dinosaurier-Schichten und den weit weniger verworfenen paläozänen Notostylops-Schichten zum Ausdrucke. Sodann stellte J. Brüggen[5]) bei Algorobo in Chile, wo nach älterer Auffassung Kreide- und Tertiärfossilien miteinander vorkommen sollten, die deutliche Diskordanz zwischen den kretazischen Quiriquinaschichten und dem überlagernden Tertiär fest. Im südöstlichen Bolivien[6]) sind wenigstens örtlich Diskordanzen zwischen der Oberkreide (Puca-Schichten) und den Jujuy-Schichten des Tertiärs vorhanden, und dem entsprechen wohl im Magdalena-Gebiete (Rep. Kolumbien[7])) die Diskordanzen zwischen den Guaduas- und Honda-Schichten. Ob aber Jujuy- bezw. Honda-Schichten das tiefere Tertiär umfassen, steht noch dahin, und so könnten die Diskordanzen in ihrem Liegenden vielleicht auch auf eine spätere orogene Phase zurückgehen. Vielleicht sind sogar, wie Stutzer[8]) neuerdings meint, die Guaduas-Schichten alttertiären Alters.

Innerhalb der jungen Kettengebirge Europas haben wir eine bedeutsame „postkretazisch-vortertiäre" Faltung in manchen Teilen der Alpen (VIII). Sie begründet, daß wir in den weitesten Teilen des Alpensystemes keine Übergangsschichten von Kreide und Tertiär,

---

[1]) G. Steinmann, Sur la Structure géologique des Cordillères de l'Amérique du Sud. Archiv. Scienc. phys. et natur., Troisième Période, Tome XVI, S. 262, Genève 1886.

[2]) H. Gerth, Geolog. u. morpholog. Beobachtungen in den Kordilleren Südperus. Geol. Rundschau 1915, Bd. 6. S. 129 ff., insbes. S. 147.

[3]) P. Gröber, Estratigrafía del Dogger en la Republica Argentina. Dir. gen. de Minas, Bol. Nr. 18, 1918, S. 80.

[4]) Memoria de la Dirección general de Minas etc. 1917, erschienen Buenos Aires 1920, S. 27.

[5]) J. Brüggen, El cretaceo del Algorobo y las supuestas relaciónes entre las formaciones cretácea y tertiaria de Chile, Santiago 1915.

[6]) G. Steinmann, Hoek, v. Bistram, Zur Geologie des südöstlichen Boliviens. Geolog. Zentralbl. 1904, S. 1 ff.

[7]) H. Stille, Geolog. Studien im Gebiete des Rio Magdalena. v. Koenen-Festschr. 1907, S. 346.

[8]) O. Stutzer, Erdöl- und Asphaltaustritte in Eruptivgesteinen und krist. Schiefern des mittleren Magdalenentales (Kolumbien). Ztschr. D. Geol. Ges., Bd. 75, 1923, Monatsber. S. 179 ff. (Anm. 3, S. 183).

so insbesondere kein Danien und nur als große Ausnahme (Dévoluy) Paläozän, und zwar in kontinentaler Fazies, finden, daß vielmehr die tertiäre Serie erst mit dem Eozän, im allgemeinen dem Mitteleozän (Lutétien), beginnt. Haug (Traité, S. 1569) ist darin zuzustimmen, daß diese Faltung gleich nach der Maastrichter Zeit einsetzte, nicht aber darin, daß sie bis zu Beginn des Lutétiens („vorlutetische Faltung") andauerte; mindestens ist kein Beweis dafür gegeben, daß in den Alpen in der Zeit, aus der uns keine Schichten überliefert sind, orogene Bewegungen eingetreten seien, die wir auch sonst in den Kettengebirgen der Erde aus dieser Zeit nur ganz ausnahmsweise kennen. M. E. ergibt sich somit die Berechtigung, die gesamte „vorlutetische" Faltung in die laramische Phase („phase de plissement anténummulitique") zu verlegen. Damit deckt sich, daß im Dévoluy (Französ. Alpen) die größere Vollständigkeit des Profils die Einordnung der tektonischen Bewegungen in die Zeit zwischen Maastrichter-Stufe und Paläozän gestattet, während Paläozän und Eozän eine in sich konkordante Serie bilden. In den nördlichen Zonen der Schweizer Alpen, in denen Eozän erhalten ist, ist diese angeblich vorlutetische Faltung überhaupt recht unbedeutend gewesen, denn hier ist, wie Alb. Heim[1]) nachdrücklich hervorhebt, die Diskordanz zwischen der Kreide und der mittel- bezw. obereozänen Transgression so schwach, daß im einzelnen Aufschlusse Konkordanz zu herrschen scheint.

Aber Heim (a. a. O., Bd. II, S. 40) geht zu weit, wenn er hieraus schließt, daß in den gesamten Westalpen „alle intensiven Bewegungen" posteozän seien; vielmehr kann man mit Argand (a. a. O.) sehr wohl annehmen, daß die älteren Faltungen in den inneren Zonen, wo das Tertiär fehlt, gewirkt haben. In diesem Sinne sprechen auch die laramischen Faltungen der Ostalpen (s. unten).

In den Französischen Alpen (III) kennen wir Diskordanzen im Liegenden alttertiärer Ablagerungen durch die Arbeiten von Goret[2]), Kilian[3]), Haug[4]) u. a. Zusammenfassend schildert Haug[5]) aus dem Durance-Gebiet solche „vortertiären" Faltungen, die im Gegensatze zur jüngeren Alpenfaltung mehr westliche bis westsüdwestliche Richtung genommen haben. So liegt Alttertiär zwischen dem Buech und der Asse

---

[1]) Alb. Heim, Geologie der Schweiz, II, S. 341/42.

[2]) Vergl. u. a. Goret, Géologie du Bassin de l'Ubaye. Bull. Soc. géol. Fr. 1887, Série 3, t. XV, S. 539 ff.

[3]) W. Kilian, Nouvelles contributions à l'étude géol. des Basses Alpes. C. R. Ac. Scienc., Paris 1889.

[4]) E. Haug, Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. III, No 21, 1891, insbes. S. 123 ff.

[5]) E. Haug, Sur la coëxistence, dans le bassin de la Durance, de deux systèmes de plis conjugués d'âge différent. Compt. Rend. Ac. Sc. Paris, Tome CXX, 2, 1895, S. 1357–1360.

auf wechselnden Formationen einschließlich Mittelkreide und Senon und im Gebiete von Barcelonette auf z. T. überkippten Schichtserien von permisch-triadischem Alter. Pelvoux und Mercantour waren, wie wir schon aus den Arbeiten von Ch. Lory wissen, vom alttertiären Meere umspült, das in ihrer Umgebung und im Zwischengebiete über vortertiären Falten transgredierte.

Auch im Diois[1]) liegt das Eozän häufig diskordant auf Senon und noch älteren Schichten, und hier sind einige bedeutsame Störungen in die „phase orogénique anténummulitique“ zu verlegen. Südwärts verfolgen wir die Spuren dieser Faltung bis hin nach Castellane (Blieux westlich Castellane)[2]) und zum Var-Gebiete[3]). Im Dévoluy erweist sich die Faltung, wie schon gesagt wurde, als älter als das dortige kontinentale Paläozän.

Eine schwache Andeutung laramischer Bewegungen kann in weiter nördlich liegenden Teilen der subalpinen Ketten vielleicht in dem Auftreten abgerollter Kreidefossilien im Untereozän von Pont-en-Royans (Dauphiné) erblickt werden[4]).

In den Ostalpen (VI) war die laramische („bayrische“) Faltung eingetreten, ehe das jungeozän-altoligozäne Meer in Buchten und Fjorden in den Körper der Kalkalpen eindrang.

So ist im Unterinntale[5]) ersichtlich, daß die Gosau, die hier auch noch obersenonen Alters ist, schon wieder gefaltet war, ehe die jungeozänen Häringer Schichten und das darüber folgende marine Unteroligozän zur Ablagerung kamen.

Im Gebiete der Zentralalpen kommt diese Faltung vielleicht bei Guttaring in Kärnten[6]) zum Ausdruck, indem dort die Gosau stärker gemuldet zu sein scheint als das Tertiär, das die bekannte marine Eozänfauna umschließt.

In den Südalpen und den anschließenden dinarischen Ketten (X) erkennen wir eine „alttertiäre“ Faltung zwischen den oberkretazischen Rudisten-Kalken und dem mittel- bis obereozänen, an seiner Basis konglomeratischen Flysch[7]). Sie ist im wesentlichen an eine Zone gebunden (Görzer, Wippacher, Adelsberger Gebiet), die die Region der intrakretazischen Faltung an deren Außenrande, also im Südwesten, begleitet, hat aber noch nicht die äußersten dinarischen Gebiete Istriens

---

[1]) Bl. Die 1:80000 (Nr. 199).

[2]) Bl. Castellane 1:80000 (Nr. 274), Notice explicative.

[3]) Bl. Nice 1:80000 (Nr. 225), Notice explicative.

[4]) W. Kilian, Congr. géol. Intern. 1900, Guide XIIIa, S. 15.

[5]) Otto Ampferer, Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs, a. a. O., S. 113.

[6]) K. A. Redlich, Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 1905, S. 327—348, insbes. Fig. 2.

[7]) Koßmat, 1913, a. a. O.

und Dalmatiens ergriffen, wie dort die Konkordanz zwischen jüngster Kreide, Liburnischer Stufe (Danien bis Untereozän) und marinem Mitteleozän bezeugt. In das Gebiet der südalpinen laramischen Faltung entfällt auch der Matajur bei Karfreit[1]) (Julische Voralpen), wo das Eozän diskordant über steil aufgerichteter Kreide einschließlich Obersenon liegt.

In Mazedonien ist nach Koßmat die Gosau noch stark gefaltet, das sie diskordant überdeckende Oligozän aber weit schwächer. Eozän fehlt. Die hier zum Ausdruck kommende Diskordanz mag mit der laramischen, vielleicht aber auch mit der jungeozänen Gebirgsbildung (s. unten) zusammenhängen.

Bedeutsame Bewegungen sind in jüngstkretazisch-alttertiärer Zeit in Mittel- und Nordwestdeutschland (XIII) eingetreten. In Nordhannover ist die Altersbestimmung z. B. dadurch gegeben, daß bei Wietze das geneigt liegende Obersenon, umfassend auch noch die Äquivalente der Maastrichter Stufe[2]), von flachliegenden alttertiären, wahrscheinlich eozänen Tonen überdeckt wird[3]). Im nördlichsten Hannover und in angrenzenden Gebieten ist aber auch noch Paläozän an der Basis des übergreifenden Tertiärs entwickelt, wie wir insbesondere aus den Arbeiten von C. Gagel[4]) wissen, mag auch einiges, was jetzt als Paläozän gilt, in das Eozän zu stellen sein.

Im Pariser Becken und im anschließenden Belgien entspricht der laramischen Phase die artoisische Faltung („Ridement de l'Artois“ [5])). Sie hat die Belemnitellen-Kreide (Campanien) noch betroffen, ist aber älter als die mittelpaläozäne Landener Stufe. Entlang der Achse des Artois, der Aufwölbung des Untergrundes südlich des nordfranzösischen Kohlenreviers, ergibt sich die vortertiäre Phase der Gebirgsbildung z. B. aus Gosselets Profilen aus der Gegend von Béthune[6]), wo die Landener Stufe diskordant über geneigten Schichten des Turons und Senons (a. a. O., Profil 1) und ungestört über Verwerfungen liegt, die die Kreideschichten einschließlich Senon betroffen haben (a. a. O., Profile 3 und 5). In der nordwestlichen Fortsetzung der

---

[1]) A. Winkler, Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. Geol. Staatsanst. Wien 1920, S. 11 ff.

Derselbe, Über geologische Studien im mittleren Isonzogebiet. Verhandl. Geol. Staatsanst. Wien 1920, Nr. 3.

[2]) J. Stoller, Transgressionserscheinungen in der Kreide des Ölgebietes von Wietze-Steinförde. 14. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 1921, S. 1 ff.

[3]) F. Kraiß, a. a. O.

[4]) Vergl. u. a. C. Gagel, Über die untereozänen Tuffschichten und die paleozäne Transgression in Norddeutschland. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. 1907, Bd. XXVIII, S. 150.

[5]) J. Gosselet, l'Ardenne, S. 818.

[6]) Derselbe, Les Assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Etudes des Gîtes minéraux de la France, Paris 1914.

Achse des Artois ist im Boulonnais Faltung zwischen Jura und Kreide namentlich von Marcel Bertrand (a. a. O., S. 130) geschildert worden, der sie überhaupt im Pariser Becken als posthumen Fortgang der vorkretazischen Faltung in das rechte Licht gesetzt hat. Nach ihm (a. a. O., S. 150) ist sie wahrscheinlich älter als der Calcaire pisolithique (Danien). Hinsichtlich der genaueren Altersbestimmung der in Rede stehenden Faltungen sind die Profile der Gegend von Mons in Belgien[1]) besonders wichtig, weil dort die Lücke zwischen Obersenon und Mittelpaläozän durch Schichten vom Alter des Daniens und Unterpaläozäns (Montien) überbrückt ist und weil die Forschungen J. Cornets u. a. hier eine besonders gute Unterlage bieten. Dem Ausmaße nach geringfügige Verwerfungen sind jünger als die Maastrichten Schichten (Calcaire de St. Symphorien) und älter als die mittelpaläozäne marine Landener Stufe, die von solchen nicht mehr betroffen ist. Es ergeben sich aber innerhalb des Intervalls zwischen diesen beiden Stufen zwei Verschiebungsphasen, nämlich eine ältere zwischen der Maastrichter Stufe und dem jetzt zum Danien gestellten Calcaire de Ciply und eine jüngere zwischen Unterpaläozän (Montien) und Mittelpaläozän. Ich veranschauliche das im nachfolgenden Schema:

Obere Landener Stnfe	(festländisches Oberpaläozän)		
Untere Landener Stnfe	(marines Mittelpaläozän)		
			jüngere Dislokationsphase
Obere Mons-Stnfe	(festländisch)	Unteres Paläozän	
Untere Mons-Stufe	(Calcaire de Mons, marin-brakisch)		
Danien	(Calcaire de Ciply, marin)		
			ältere Dislokationsphase
Maastrichter Stufe	(Calcaire de St. Symphorien)		
Phosphatkreide von Ciply usw.			

Ist in den Pyrenäen (I) die laramische Faltung, die Bressons dritter Faltungsperiode dieses Gebirges entspricht, überhaupt in stärkerem Maße eingetreten, so kann sie nur auf die inneren Gebirgszonen, wo heute die Übergangsschichten von Kreide und Tertiär fehlen, beschränkt gewesen sein. Jedenfalls herrscht in den subpyrenäischen Gebieten eigentlich durchweg Konkordanz an der Grenze von Kreide und Tertiär und im ältesten Tertiär und nur ausnahmsweise treten geringe Diskordanzen

[1]) Außer einer größeren Zahl von Einzelschriften kommt besonders in Betracht Jules Cornet, Géologie, Tome I, Mons 1909.

auf, die schwache orogene Bewegungen aus jener Zeit anzeigen. So wird z. B. eine „discordance très nette“ in der „Notice explicative“ zu Bl. Tarbes (1 : 80000) angegeben[1]).

Auch im südlichen Randgebiete des Pyrenäensystems gegen das Ebrobecken scheinen in der Zone der Sierren nur ausnahmsweise Diskordanzen zwischen dem eozänen Alveolinenkalk und der kretazischen Unterlage vorhanden zu sein; auf sie begründet Born[2]) die „erste gebirgsbildende Phase“ dieser Gebiete. So liegt nach L. Carez[3]) bei Albanya flacher Alveolinenkalk des Unterlutetiums mit Basalkonglomerat auf steilstehender Kreide. Aber auch Carez hebt nachdrücklich hervor, daß im Pyrenäengebiete an der Grenze Kreide-Tertiär im allgemeinen Konkordanz oder doch nur ganz schwache Diskordanz herrscht.

Im Katalonischen Randgebirge östlich des Ebrobeckens bestehen nach Depéret, Almera, Tornquist u. a.[4]) Diskordanzen zwischen dem kontinentalen und stark konglomeratischen Untereozän und älteren Schichten einschließlich Kreide.

Ferner werden aus dem Nordwesten der Celtiberischen Ketten Faltungen der Kreideschichten, die schon im Anfange des Eozäns bestanden haben, erwähnt (Larrazet, a. a. O.).

In Andalusien trennt im Gebiete der Subbetischen Ketten eine Diskordanz die alttertiären Schichten von den gestörten älteren Ablagerungen[5]). Die Faltung ist hier jünger als die Maastrichter Stufe und wahrscheinlich auch als Danien, das in alter Zeit bei Jaën Fossilien geliefert hat, aber später nicht wiedergefunden ist. Im östlichen Fortstreichen der Subbetischen Ketten liegen aber in den Provinzen Alikante und Valenzia Oberkreide und Alttertiär konkordant zueinander, und nur in der Gegend von Alfaz ist vielleicht eine laramische Gebirgsbildung

---

[1]) Vergl. auch L. Carez, Géol. des Pyrénées françaises, a. a. O., S. 885, 925 und 1819, sowie Haug, Traité, S. 1464 hinsichtlich der laramischen Diskordanz bei Orignac (Hautes Pyrénées).

[2]) A. Born, Das Ebrobecken. N. J. f. Min. usw., B. B. XLII, S. 610 ff., insbesondere S. 635.

[3]) L. Carez, Etude des terrains crétacés et tertiaires dans le Nord de l'Espagne. Thèses Fac. Sc., Paris 1881, S. 118.

[4]) Ch. Depéret, Aperçu général sur la bordure nummulitique du massif ancien de Barcelone etc. Bull. Soc. géol. France, Série III, Bd. XXVI, 1898, S. 713 ff.

M. J. Almera, Compt. Rend. de l'Excursion à Olesa, La Puda et à Montserrat., ebenda S. 690, insbes. S. 696.

A. Tornquist, Über die außeralpine Trias auf den Balearen und in Katalonien. Sitzungsber. Preuß. Ak. Wiss., Phys.-math. Kl., 1909, XXXVI, S. 902.

Vergl. auch A. Born, Das Ebrobecken, a. a. O.

[5]) M. Bertrand und W. Kilian, Mission d'Andalousie, Paris 1889.

angedeutet[1]). Wohl aber ist auf den Balearen eine Faltung jünger als Senon und älter als Untereozän[2]).

Eine Faltung, die älter ist als die Kreide, kennen wir im Westen Sardiniens[3]) (Iglesiente und Nurra). So besteht der Sockel des Campoma bei Iglesiente aus steilgestellter Kreide, über der flach das ungefaltete Tertiär liegt.

In den Apenninen wie auch in den Karpathen (XI) treffen wir auf tektonische Bewegungen laramischen Alters. Solche treten ferner im Kaukasus auf, und südlich desselben liegt bei Djulfa am Araxes die lutetische Stufe diskordant auf Kreide.

Ganz schwache Nachklänge älterer Faltungen erkennt man nach A. Borissjak (a. a. O.) im Donezgebiete daran, daß die Kreide noch flach geneigt ist, während das Alttertiär horizontal liegt.

Im Atlasgebiete[4]) sind „antelutetische" Bewegungen in einer nördlichen Zone (Tellatlas), wo Danien fehlt und verschiedene Eozänstufen transgredieren, und in einer weit südlicheren Zone, wo Paläozän und Lutétien diskordant über verschiedenen Stufen der Kreide und über Trias liegen, erkennbar; aber in anderen Gebieten, so in den nördlichen Teilen der Hochplateaus, zeigt die Konkordanz innerhalb der kretazisch-tertiären Grenzschichten das Fehlen laramischer Gebirgsbildung an.

Flache Faltungen und Verwerfungen sind an der Wende von Kreide und Tertiär von Hume und Blanckenhorn in Ägypten nachgewiesen worden. Nach Blanckenhorn[5]) erstreckten sie sich von Südwesten her bis zum äußersten Nordosten (nördlich des Sinai-Dreiecks), wo den dislozierten kretazischen Schichten ein dünner Mantel horizontaler Eozänschichten auf- und angelagert ist. Danien ist von den Faltungen noch betroffen, die Libysche Stufe (Untereozän) aber nicht mehr, während das ganze Paläozän zu fehlen scheint.

Auf diese Sachlage stützt sich auch E. Krenkel[6]), wenn er die ältere Faltung des „Syrischen Bogens" in das „Obere Danien" verlegt.

---

[1]) R. Nicklès, Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la Province de Valence. Thèses Fac. Sc. Paris, 1891.

[2]) N. H. Nolan, Structure géol. d'ensemble de l'Archipel Baléare. Bull. Soc. géol. Fr., 3. Série, Tome 23, 1895, S. 76 ff.

[3]) A. Tornquist, Ergebnisse einer Bereisung der Insel Sardinien. Sitzungsber. Pr. Ak. d. Wiss. 1902, XXXV, S. 808–829.

Derselbe, Der Gebirgsbau Sardiniens. Ebenda, Phys.-math. Kl., XXXII, 1903, S. 685–695.

[4]) E. Haug, Traité de Géol., S. 1411, 1570, 1573.

[5]) M. Blanckenhorn, Handb. Reg. Geol., Ägypten, 1921.

[6]) E. Krenkel, Der Syrische Bogen. Zentralbl. f. Mineral. etc. 1924, S. 274.

In Kleinasien erkennt man nach Walth. Penck[1]) in gewissen Zonen zwischen Senon und Eozän eine Phase der Faltung des taurischen Systems (XIV), während weithin Konkordanz innerhalb der jungkretazisch-eozänen Flyschformation gewahrt ist. Es scheinen sich hier hinsichtlich des Alters und des zonenweisen Fortschreitens der Faltung nach außen hin große Übereinstimmungen mit den Dinariden zu ergeben (W. Penck, a. a. O., S. 58). Diskordant liegt im „ostägäischen Faltengebirge" Eozän über oberkretazischem Massenkalk (Philippson, a. a. O., S. 94); hier handelt es sich um die Wiederholung einer älteren (austrischen) Faltung. Nach Penck (a. a. O., S. 66) findet sich „oberkretazisch-untereozäne" Faltung auf der Bithynischen Halbinsel im Liegenden des ungefalteten Eozäns. In Nordsyrien liegt im Nusairier-Gebirge das Untereozän dem Obersenon diskordant auf[2]).

Demgegenüber scheint in Turkestan, Afghanistan und Persien, an der Omanküste, im Sind und in der ganzen Zone des Lower Himalayas (XV) Konkordanz zwischen Kreide und vorkretazischen Schichten vorzuliegen. Immerhin nimmt Oldham (a. a. O.) „Ende des Mesozoikums" den Beginn der Hebung des Himalayas an, doch war sie auf die heutige Zentralzone beschränkt. Ganz örtlich scheint Diskordanz zwischen Kreide und Tertär in dem Gebirge von Assam, also im Vorlande des östlichsten Himalayas südlich des Brahmaputras, vorhanden zu sein (Oldham, a. a. O.). Mit diesen ältesten Bewegungen des Himalayas fallen nach Oldham (S. 490) wahrscheinlich zeitlich und ursächlich die gewaltigen Ergüsse des Dekhantrapps der Indischen Halbinsel zusammen.

Auf Sumatra ereignete sich zwischen der Kreide, die sowohl durch Unterkreide wie Oberkreide vertreten ist, und dem Alttertiär eine bedeutsame Faltung, begleitet von starken granitischen Intrusionen[3]). So ist in den gefalteten und nach Tobler auch Deckenbau zeigenden Schichtmassen des Barisangebirges Unterkreide durch Valanginien-Ammoniten nachgewiesen und wohl auch noch Oberkreide enthalten, während das kohlenführende „Eozän" diskordant den Faltenbau überdeckt[4]).

g) Andeutungen mitteleozäner Faltung

Zwei Fälle sind zu erwähnen, in denen in der Literatur mit aller Bestimmtheit mitteleozäne Faltung, wenn auch nur solche von geringem Ausmaße, angegeben wird.

---

[1]) Walt. Penck, Tektonische Grundzüge Westkleinasiens, a. a. O., S. 14.

[2]) M. Blanckenhorn, Handb. Reg. Geol., Syrien usw., 1914, S. 30.

[3]) Vergl. u. a. A. Tobler, Geologie van het Goemaigebergte. Jaarboek van het Mijnwezen 1912, Batavia 1914, S. 44.

[4]) A. Tobler, Djambi-Verslag. Jaarboek van het Mijnwezen 1919, S'Gravenhage 1922.

Der erste Fall betrifft den Sattel des Pays de Bray im Pariser Becken. Hier ist die Hauptfaltung nacheozän und wohl gleichaltrig mit der jungtertiären Hauptfaltung des ganzen nördlichen Frankreichs. Im nordwestlichen Fortstreichen der Axe des Pays de Bray liegt nun aber nahe Fosses (Survilliers) nach einer ganz kurzen Mitteilung von Munier-Chalmas[1]) über schräg gestellten Schichten des Cuisiens (Untereozän) fast horizontaler mitteleozäner Grobkalk. Das ist um so auffälliger, als sonst überall im Pariser Becken zwischen Unter- und Mitteleozän Konkordanz vorhanden ist, und so bleibt eine weitere Bestätigung jener Diskordanz wohl noch abzuwarten.

Der zweite Fall bezieht sich auf das Eozän der Coast Ranges Kaliforniens (XVI). Am Mount Diablo hatte schon Roy E. Dickerson (a. a. O.) eine Winkeldiskordanz zwischen dem „mitteleozänen" Tejon und dem „untereozänen" Martinez aus Abweichungen des Streichens und Fallens der beiden Schichtglieder erkannt. Bruce L. Clarke stellte dann die „Meganoszone" als allgemein verbreitetes und stratigraphisch selbständiges Schichtglied zwischen Martinez und Tejon fest und ermittelte weithin eine Winkeldiskordanz zwischen Meganoszone und Tejon, deren Betrag zwar nicht über 20^0 hinauszugehen scheint. Immerhin deutet sich in dieser Diskordanz ein orogener Vorgang in jenen Gebieten mächtiger Tertiärsedimentation an.

Nach B. L. Clarke zeigt die Meganoszone stärkere faunistische Beziehungen zum „mitteleozänen" Tejon, als zum „untereozänen" Martinez. Allerdings ist die Einordnung des kalifornischen Tertiärs und insbesondere der Meganosstufe in das Schema der europäischen Ablagerungen noch nicht in befriedigender Weise durchführbar, aber die Möglichkeit, daß die eozäne Orogenese in Kalifornien mit derjenigen im Pays de Bray, falls diese sich bestätigt, gleichaltrig sein könnte, ist durchaus gegeben.

Gegenüber der vor- bezw. frühmitteleozänen Diskordanz Kaliforniens und der angeblichen vormitteleozänen im Pays de Bray verweise ich auf die sonst immer wieder erkennbare Konkordanz innerhalb des Mitteleozäns, wie auch des Mitteleozäns mit dem älteren Tertiär. Beispiele letzterer Art geben auf europäischem Boden das englisch-belgisch-französische Tertiär mit Ausnahme jenes Einzelfalles im Pays de Bray, das Pyrenäengebiet, Languedoc und Basse-Provence, Spanien und die Balearen, Vicentin und Etschbuchtgebirge, Istrien und Dalmatien, die subbeskidische Zone der Karpathen und Südrußland. In sehr vielen Fällen fehlt allerdings zwischen dem transgredierenden Mitteleozän und den dieses unterlagernden und gefalteten Schichten das ältere Tertiär, und an sich wäre ja

[1]) Munier-Chalmas, Soc. géol. d. Fr., Série 3, 1889/90, Bd. 18, S. 18.
Vergl. auch Haug, Traité de Géologie, S. 1425, und de Lapparent, Traité de Géologie, S. 1516.

die Möglichkeit gegeben, daß hier die „vorlutetische“ Faltung erst im Eozän und nicht schon in der laramischen Phase eingetreten sei. Aber die erwähnten Erfahrungen über die Konkordanz innerhalb der alttertiären Schichtenverbände läßt trotz der Feststellungen Dickersons und Clarkes in Kalifornien und derjenigen von Munier-Chalmas im Pays de Bray das oben geübte Verfahren, solche Gebirgsbildung, die jünger als Oberkreide und älter als Mittel- oder auch Obereozän ist, als laramisch anzusprechen, als im allgemeinen gerechtfertigt erscheinen. Es bleibt abzuwarten, ob sich mit dem Fortgange der Forschungen Faltungen in anderen Erdgebieten als gleichaltrig mit jener relativ unbeträchtlichen eozänen der kalifornischen Coast Ranges herausstellen werden. Von vornherein ist das wohl zu erwarten.

h) Pyrenäische Gebirgsbildung

Im Pyrenäengebiete (I) wird die Hauptfaltung, H. Douvillés[1]) „période active“, in die Zeit vom oberen Mitteleozän (Oberlutétien) bis nach dem Unteroligozän (Sannoisien) verlegt. Haug spricht hier von „postlutetischer“ Faltung[2]) im Gegensatze zu der „vorlutetischen“, die in unseren jungen Hochgebirgen vielfach im Liegenden des transgredierenden Lutetiums nachweisbar ist (s. laramische Gebirgsbildung). Als Beweis für die angebliche lange Dauer der Hauptfaltung gelten die mächtigen Konglomeratmassen, die sich in den Tertiärablagerungen des nördlichen und südlichen Pyrenäenvorlandes finden und zu einem wesentlichen Teile aus Pyrenäengesteinen zusammengesetzt sind, denen sich im Norden Gesteine der Montagne Noire usw. zugesellen können. Im nördlichen Vorlande werden sie nach dem Abt Palassou, dem ersten geologischen Erforscher des Pyrenäengebietes[3]), als „Poudingue de Palassou“ bezeichnet. Sie haben im mittleren Teile des nördlichen Pyrenäenvorlandes einen wesentlichen Anteil an der Auffüllung des subpyrenäischen Golfes gehabt, der sich von Westen her entlang den Pyrenäen nach Osten vorstreckte. Sie gehören hier in der Hauptsache dem Obereozän und z. T. auch noch dem Unteroligozän an und reichen bis zur Montagne Noire, ja an derem Westrande sogar noch weiter nordwärts[4]). Dabei sind diese Palassouschen Konglomerate mit den älteren Eozänschichten überall konkordant verknüpft, und auch innerhalb der Konglomerate ist keine Diskordanz nach-

[1]) Henri Douvillé, Les mouvements pyrénéens. Bull. Soc. géol. France, 4. Série, Bd. VI, 1906, S. 50—55.

[2]) E. Haug, Traité, S. 1571.

[3]) Palassou, Essai sur la minéralogie des monts Pyrénéens, Paris 1784.

[4]) G. Vasseur, Nouvelles observations sur l’extension des Poudingues de Palassou dans le Département du Tarn. Bull. Serv. Carte géol. Fr., Vol. V, 1893/94, S. 359.

weisbar, so auch dort nicht, wo sie noch Unteroligozän umfassen.

Diese eozänen Konglomeratmassen deuten auf ein in der Zone der heutigen zentralen Pyrenäen damals bereits vorhanden gewesenes Gebirge hin, das für die Konglomerate das Material geliefert hat, und es mag zutreffen, daß dieses Gebirge sich in jener Zeit in mehr oder weniger dauernder Aufwärtsbewegung befunden hat. Aber es werden auch die großen Faltungen und Überschiebungen, die wir in der Struktur des Pyrenäenkörpers erkennen und deren genauere Altersfeststellung im inneren Pyrenäengebiete wegen des Fehlens der dafür in Betracht kommenden Tertiärschichten nicht erfolgen kann, in der Hauptsache in die Zeit der Entstehung der Konglomerate verlegt und in diesem Sinne als Vorgänge von langer geologischer Zeitdauer aufgefaßt.

Im allgemeinen ist nun im Pyrenäengebiete nach den vorhandenen Diskordanzen nur festzustellen, daß die Hauptfaltung älter ist als Aquitan und jünger als Eozän einschließlich des Hauptteiles des Obereozäns. Es erhebt sich die wegen der geringen Verbreitung gerade des Oligozäns nicht ganz leicht zu beantwortende Frage, inwieweit die „voraquitanische" Faltung auch schon voroligozän eingetreten war.

Oligozän findet sich im nördlichen Randgebiete der Pyrenäen im Ariègegebiet[1]). Hier enthält im östlichen Fortstreichen der Kleinen Pyrenäen das Unteroligozän noch Palassousche Konglomerate und ist dabei konkordant mit dem Eozän verbunden und mit ihm bis zur Steilaufrichtung gefaltet. Hier kann also die „voraquitanische" Faltung nicht schon jungeozän-voroligozän gewesen sein.

Weiter tritt uns Oligozän im Vorlande der westlichen Pyrenäen entgegen. An der baskischen Küste ist bei Biarritz keinerlei Diskordanz in der schräg gestellten marinen Serie, die Mitteleozän bis Mitteloligozän enthält, erkennbar, und somit sind auch hier die Faltungen und Überschiebungen jüngeren Alters. Ebenso sind bei Santander im Gebiete des Cantabrischen Gebirges in der westlichen tektonischen Fortsetzung der Pyrenäen Eozän und Oligozän kontinuierlich sedimentiert[2]).

Auch in den Aufwölbungen der Chalosse am unteren Adour[3]), die als nordwestliche Ausläufer der Kleinen Pyrenäen gelten, scheint keine irgendwie nennenswerte Diskordanz zwischen Eozän und dem transgredierenden Mitteloligozän vorhanden zu sein. Das gilt im allgemeinen auch für die Gegend von Orthez[4]). Stellenweise ist hier nun aber eine unbedeutende Diskordanz zwischen dem älteren Untergrunde, einschließ-

---

[1]) Vergl. Bl. Palmiers 1 : 80000 (Nr. 242) nebst Notice explicative.
[2]) R. Douvillé, Handb. Reg. Geol., Espagne, S. 92, 127.
[3]) Vergl. Blätter Mont de Marssan (Nr. 215) und Montréal (Nr. 216) 1 : 80000.
[4]) Bl. Orthez (Nr. 227) 1 : 80000.

lich Eozän, und den mitteloligozänen Schichten von Gaas vorhanden[1]). Bei Horsarrieu (Bl. Orthez) ist nun auch noch Ludien erhalten, und hier liegt die Diskordanz zwischen Mitteleozän und Ludien, wodurch ein späteozänes Alter der Faltung zum Ausdruck kommt.

Aber solche Fälle schwacher Diskordanz im Liegenden des Oligozäns bezw. allerobersten Eozäns sind Ausnahmen in der nördlichen Randzone des Gebirges. So hebt auch Carez[2]) hervor, daß im Norden des Gebirges und insbesondere südlich von Pau im Gegensatze zu den noch zu besprechenden Verhältnissen auf der Südseite der Pyrenäen unter dem Ludien-Sannoisien keine Diskordanz besteht.

Auf der Südseite der Pyrenäen hat Dalloni[3]) im aragonischen Gebirgsanteile zwei Faltungen unterschieden. Die ältere ist die schwächere. Sie hat das marine „Nummulitique“ noch betroffen, das nach Dalloni nur das Lutétien (Mitteleozän) vertritt.

Diskordant über dem „Nummulitique“ liegen mächtige Konglomeratmassen, die Dalloni in das Bartonien stellt, die aber Carez 1881 mit dem Ludien des Pariser Beckens identifiziert hatte[4]). Die jüngere Faltung ist dort die Hauptfaltung. Durch sie ist das angebliche „Bartonien“ noch bis zur Steilstellung aufgerichtet und an mehreren Stellen durch Trias überschoben worden.

Nach Dalloni ist also die ältere Faltung zwischen Lutétien und Bartonien eingetreten; sie wird von A. Born[5]), der in seiner Darstellung der Faltungsphasen der nördlich des Ebrobeckens liegenden Sierren auf Dalloni fußt, mit Rücksicht auf das dortige Fehlen des jüngeren Lutétiens sogar in das Ende des unteren Lutétiens verlegt.

Noch während der Drucklegung der Dallonischen Arbeit erschien aber eine von Dalloni noch anmerkungsweise (a. a. O., S. 319, Anm.) erwähnte Mitteilung von Carez[6]), nach der bei Jaca im oberen Teile des „Nummulitique“ Bartonien nachgewiesen sei, so daß die konglomeratische Serie über dem „Nummulitique“ zum Ludien-Sannoisien gehöre. Auch nach Haug (Traité, S. 1467) vertritt das marine Eozän in Aragonien Lutétien, Auversien und Bartonien.

Somit ist die ältere Phase der Faltung, die in Dallonis und Borns Profilen aus dem Sierrengebiete, wie auch in den schon 1881 (a. a. O.)

---

[1]) Auch nach G. Vasseur (a. a. O.) zeigen die tongrischen Tone von Gaas nicht mehr die Neigung des pyrenäischen Eozäns.

[2]) L. Carez, Sur quelques points de la géologie du nord de l'Aragon et de la Navarre. Ann. Soc. géol. France, 4. Série, Vol. X, 1910, S. 682 ff., insbes. S. 689.

[3]) Marius Dalloni, Etude géolog. des Pyrénées de l'Aragon. Annales Fac. Scienc. Marseille, Tome XIX, 1910.

[4]) L. Carez, Etude des Terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne. Thèses Fac. Scienc. Paris 1881, S. 250.

[5]) Axel Born, Ebrobecken, a. a. O. 1919.

[6]) L. Carez, a. a. O. 1910.

von Carez gegebenen Profilen so gut zum Ausdruck kommt, erst in die Zeit zwischen Bartonien und Ludien-Sannoisien zu verlegen. Westwärts ist diese Faltung bis über Estella (Navarra) hinaus zu verfolgen (Carez, 1910, a. a. O., S. 688). Es ergibt sich Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Norden der Pyrenäen insofern, als sich auch dort eine Orogenese unter dem Ludien wenigstens an einzelnen Stellen andeutet.

Doch auch im Süden der Pyrenäen ist diese späteozäne Faltung, wie gesagt, nicht die Hauptfaltung, vielmehr ist die Hauptfaltung jünger als die ludisch-unteroligozänen Ablagerungen, die wie im Norden in der Zone der Kleinen Pyrenäen so im Süden in der Zone der Sierren noch stark gefaltet und bis zur Vertikalstellung aufgerichtet und an einigen Stellen auch noch von Trias überschoben sind (Dalloni, a. a. O., S. 329).

Sowohl in der nördlichen wie in der südlichen Randzone der Pyrenäen erwies sich also die jungeozäne Orogenese nur als ein Vorläufer einer bedeutsameren späteren Faltung; aber damit soll nicht in Abrede gestellt werden, daß sie für die zentralen Teile des Gebirges schon die Hauptphase der tertiären Faltung gewesen sei. In diesem Sinne mag darauf verwiesen sein, daß in den aragonischen Pyrenäen nördlich des Monsech die ludisch-unteroligozänen Konglomerate fast horizontal über stark aufgerichteten älteren Schichten (Apt bis Obersenon) liegen (Dalloni, S. 408 und Tafel 2). Denn gerade diese Verhältnisse lassen die Zone der Sierren als eine jüngere Angliederung an einen älteren (jungeozänen) Faltenbau erscheinen[1]). Weiter ist aber noch zu bedenken, daß in der tektonischen Fortsetzung der Pyrenäen, wo die Verhältnisse hinsichtlich der Altersbestimmung der Faltungsphasen günstiger liegen (s. unten), die voroligozäne Faltung vielfach als die Hauptfaltung erkennbar ist.

Von der jungeozän-voroligozänen Faltung sind aber die epirogenen Vorgänge zu unterscheiden, die den Zentralkörper der Pyrenäen, nachdem dieser bereits eine starke Faltung von austrischem und wohl auch eine schwächere von laramischem Alter erfahren hatte, durch lange Zeiten des Obereozäns, und zwar schon vor der jungeozän-voroligozänen Faltung, hochbewegt und eine Abführung von Material zu den Konglomeraten des Vorlandes ermöglicht haben. Diese Vorgänge sind den jugendlichen Aufwärtsbewegungen vergleichbar, die viele unserer Hochgebirge als Ganzes betroffen haben, ohne ihre Struktur zu verändern. Wenn man aber demgegenüber mit diesen Geröllen eine andauernde Faltung, verbunden sogar mit Überschiebungsphänomenen, begründen will, so empfinde ich es mit Rücksicht auf das Auftreten der Gerölle auch schon

[1]) Vgl. Schrader et de Margerie, Aperçu de la structure géolog. des Pyrénées. Ann. Cl. Alp. France, Vol. 17, 1891.

im oberen Mitteleozän als Inkonsequenz, daß man diese „pyrenäische“ Faltung erst nach dem Lutétien („postlutetisch“) und nicht schon in ihm beginnen läßt. Diese Zeit der epirogenen Aufwärtsbewegung der zentralen Gebirgszone und des Einsinkens der Vorzone unterbricht als episodisches Ereignis jener orogene Akt, der uns in der Diskordanz im Liegenden des Oligozäns bezw. Ludiens überliefert ist.

Wenn ich nun die in der Literatur einmal gut eingeführte Bezeichnung „pyrenäisch“ für die gesamte jungeozäne Faltung übernehme, so mache ich aber nochmals nachdrücklich geltend, daß die mehrfach behauptete Kontinuität des „pyrenäischen“ Faltungsvorganges der Pyrenäen durch das ganze Obereozän, ja noch darüber hinaus, nicht als bewiesen gelten kann, daß ich vielmehr unter „pyrenäisch“ einen einmaligen Faltungsakt im jüngeren Obereozän verstehe, der eine Episode inmitten der im übrigen nach Art epirogener Vorgänge sich vollziehenden und schon vor dem Faltungsakte durch Konglomeratmassen angedeuteten En bloc-Aufwärtsbewegung des älteren zentralen Gebirgskörpers bildet.

Die Pyrenäen finden, wie schon Marcel Bertrand angenommen hatte, ihre nordöstliche tektonische Fortsetzung durch Vermittlung der Corbières in den Falten des Languedoc und weiterhin der Provence, und in all diesen Gebieten scheint nun die Hauptfaltung in der pyrenäischen Phase erfolgt zu sein.

So ist in den östlichen Corbières nach der Darstellung von Doncieux u. a. das Eozän in den Faltenbau noch einbezogen, während das östlich anschließende Oligozän nicht oder doch nur schwächer aufgerichtet ist[1]). Im Bas-Languedoc liegt im Gebiete von Montpellier (Bl. Montpellier 1 : 80000, Nr. 233) das Miozän einschließlich Aquitan wie in den Pyrenäen diskordant über einem älteren Faltenbau, und daß die hierdurch erkennbare Faltung in der Hauptsache auch älter als Oligozän ist, geht z. B. aus der diskordanten Lagerung des Oligozäns auf Bartonien bei Assas nördlich von Montpellier und auf Lutétien und Bartonien im Becken von Saint-Martin-de-Londres hervor[2]).

In den ost-westlich gerichteten Faltenbau östlich der Rhone ist in der weiteren Umgebung von Montélimar Eozän noch einbegriffen, während Oligozän übergreifend auftritt, und von hier sind die Spuren der „pyrenäischen“ Faltung an der diskordanten Lagerung des Oligozäns über älteren Schichten einschließlich Eozän bis zum Diois und Dévoluy zu verfolgen. Mit dem Vorrücken in das eigentliche Alpengebiet (III) tritt aber in der älteren Gebirgsbildung die pyrenäische Phase gegenüber der laramischen immer mehr zurück und sie fehlt in den Hoch-

[1]) L. Doncieux, Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. Thèses Fac. Sc. Lyon 1903, S. 291.

[2]) F. Roman, a. a. O., S. 184, 185, 269.

alpen schließlich ganz, wie die Konkordanz innerhalb der eozän-oligozänen Ablagerungen anzeigt. In diesem Sinne sagte Haug[1]), daß die vortertiären Falten der Hochalpen und des Übergangsgebietes zu den subalpinen Ketten nach Westen zu den „voraquitanischen“ Falten der Gegend von Sisteron (Durance) hinführen, deren Verlängerung die Ost-West-Falten des rechten Duranceufers (Montagne de Lure, Montagne de Chabre) sind, die zum „faisceau ardescien“ gehören. Diese „voraquitanische“ Faltung östlich von Sistéron ist aber auch schon voroligozänen Alters, da die über den gefalteten Schichten triassisch-jurassisch-kretazischen Alters liegende Rote Molasse (auch nach Haug[2])) zum Mittel- bis Oberoligozän zu stellen ist und da sich an der Basis der übergreifenden Serie weithin sogar noch etwas ältere Schichten einschieben[3]). Weiter südlich ist pyrenäischen Alters die ältere Faltung der langgestreckten Ost-West-Kette des Luberon.

Sodann erweisen sich östlich und nordöstlich von Marseille die provenzalischen Faltungen und Deckenüberschiebungen, die uns namentlich M. Bertrand kennen gelehrt hat, als älter als Oligozän, indem sich dieses diskordant über den Falten- und Deckenbau hinweglegt, der z. B. in der Chaîne de la Sainte-Beaume noch eozäne Schichten umschließt[4]). Mit dieser Altersfeststellung deckt sich, daß wenig weiter nördlich im Becken von Aix die Konkordanz der jungkretazisch-alttertiären Schichtfolge bis zum Mitteleozän einschließlich gewahrt ist, was wohl kaum der Fall wäre, wenn gleich südlich des Beckens von Aix in dieser Zeit jene hochbedeutsamen tektonischen Bewegungen eingetreten wären. Überhaupt sind die Verhältnisse im Becken von Aix für die genauere Altersbestimmung der voroligozänen Faltung recht wichtig[5]). Es ist nämlich erkennbar, daß dort die erwähnte jungkretazisch-alttertiäre Schichtfolge im Obereozän gefaltet ist und daß sich das Unteroligozän (Sannoisien) und z. T. auch schon das Ludien diskordant über die verschiedenen Eozänstufen hinweglegen.

Östlich des Beckens von Aix werden bei Varages-Barjols[6]) die provenzalischen Decken von Aquitan überdeckt, während Oligozän hier

[1]) Haug, Compt. Rend. Ac. Paris 1895, a. a. O.

[2]) Derselbe, Traité de Géologie, S. 1472.

[3]) vgl. Kilian, Montagne de Lure, a. a. O., Carte C, sowie Bl. Digne 1 : 80 000 (Nr. 212), 1899. Sollten in dem als e^3n_1 bezeichneten und über den O-W-Falten von Sisteron liegenden Schichtkomplexe außer Oligozän und alleroberstem Eozän auch noch etwas tiefere Horizonte des Eozäns vertreten sein, so würde sich für die ältere Faltung auch der Montagne de Lure, deren Hauptfaltung nachmiozän ist, ein laramisches Alter ergeben.

[4]) Not. explic. z. Bl. Marseille 1 : 80 000 (Nr. 247); vgl. auch Bl. Aix 1 : 80 000 (Nr. 235).

[5]) G. Vasseur, Congr. géol. intern. 1900. Guide, Nr. XX, und E. Haug, Traité de Géol., S. 1545, 1572.

[6]) vgl. Bl. Draguignan 1 : 80 000 (Nr. 236), sowie Haug, Traité, S. 1573, 1711.

fehlt. Auch hier sind sie nach Analogie der Verhältnisse bei Marseille wohl in die pyrenäische Phase zu stellen, wenn der örtliche Befund auch eine Zuteilung zur voraquitanischen (savischen) Phase der Gebirgsbildung zulassen würde.

Die vorludische Diskordanz des Beckens von Aix stellt sich der vorludischen im Vorlande der westlichen Pyrenäen und in den südlichen Pyrenäen (Aragonien) an die Seite. Hier wie dort ist also die „pyrenäische" Faltung nicht nur voroligozän, sondern auch schon vorludisch. Und da anderseits weithin im Pyrenäengebiete und im Languedoc das Bartonien von ihr betroffen ist, so ergibt sich eine sehr genaue Altersfestlegung zwischen Bartonien und Ludien, also im jüngsten Eozän.

In den Schweizer Alpen (V) ist, abgesehen vom Molassegebiete, sogenanntes[1]) Oligozän nur in den autochthonen und parautochthonen Gebieten und in den unteren helvetischen Decken vorhanden, und zwar stets konkordant über den jungeozänen Globigerinen-Schichten. Wir haben hier überhaupt eine von keiner Diskordanz unterbrochene Serie vom Mitteleozän (Lutétien) bis zum sogenannten Unteroligozän, und im Val d'Illiez unterhalb der Dent du Midi, der einzigen Stelle in der Schweiz, wo südlich des eigentlichen Molassegebietes noch Jungoligozän erhalten ist, vervollständigt sich diese Serie zum Hangenden dadurch, daß noch die jungoligozäne Rote Molasse dem „Unteroligozän" (Flysch) aufliegt. Soweit also Obereozän-Unteroligozän überhaupt in den Schweizer Alpen überliefert ist, kann von einer pyrenäischen Faltung keine Rede sein; das schließt natürlich eine Gebirgsbildung dieses Alters nicht für die inneren Alpenzonen, wo das Tertiär fehlt, aus. Vergleichsweise sei auf die Verhältnisse in den Pyrenäen hingewiesen.

Nach der Darstellung von R. Koch[2]) haben Teile des Schweizer Faltenjuras (IV) schon bei Ablagerung des Oligozäns als flache Bodenschwellen bestanden, woraus auf eine unbedeutende voroligozäne Anlage dieser Ketten geschlossen wird.

In den Ostalpen treten Obereozän und Unteroligozän im Unterinntale zusammen auf, und zwar in Konkordanz miteinander. Wenn daraufhin nun gewiß auch nicht die „pyrenäische" Faltung der Ostalpen in Abrede gestellt werden kann, so muß sie jedenfalls das Unterinntal unberührt gelassen und in der Hauptsache südlich desselben ihren Platz gehabt haben. So ist sie im Drauzuge[3]) nachweisbar.

---

[1]) Ich spreche hier nachdrücklich von „sogenanntem" Oligozän, da nach den neuesten Angaben Lugeons (Sur l'âge du grès de Taveyannaz, Ecl. geol. Helv. XVIII, 1923, S. 220) der Taveyannaz-Sandstein jungeozänen und nicht oligozänen Alters zu sein scheint und damit die ganze Frage des schweizerischen Oligozäns wohl der Revision bedarf.

[2]) R. Koch, Geol. Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 48, Abt. II, 1923, S. 7.

[3]) Fr. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik, 1923, S. 193.

„Posteozänen, aber vermutlich voroligozänen Alters“ sind nach W. Winkler[1]) Faltungen im Isonzo-Gebiete zwischen Matajur-Kolowrat und der Friaulischen Ebene. In die gleiche Zeit sollen die doppelte Knickung der Julischen Voralpen und die bogenförmige Schuppung des Wocheimer Kammes gehören. Koßmat[2]) spricht in den Südalpen wie in den anschließenden dinarischen Ketten (X) von einer „nacheozänen“ Faltung, die älter als der konkordante Absatz des Oberoligozäns-Miozäns und also als „pyrenäisch“ anzusehen ist. Im nördlichen Dalmatien weist auf diese Faltung die Diskordanz der jüngsteozän-oligozänen Prominaschichten über älterem Eozän hin[3]).

In Mitteldeutschland (XIII) ist eine Phase der saxonischen Gebirgsbildung zwischen der mittel- bis obereozänen älteren (subhercynischen) Braunkohlenformation und dem marinen Unter- bezw. Mitteloligozän von E. Harbort[4]) und G. Brinkmeier[5]) im subhercynischen Becken, von E. Schröder[6]) im Meißnergebiete (Niederhessen) erkannt worden. Sie dürfte gleichaltrig mit den Bewegungen im Pariser Becken sein, die sich in der Diskordanz des Ludiens über aufgerichtetem Bartonien bei Montjavoult südlich des Sattels des Pays de Bray zu erkennen geben (Haug, Traité, S. 1575). Hier ist die Altersübereinstimmung mit den tektonischen Vorgängen in Pyrenäen und Languedoc also ersichtlich. Barrois nimmt in der Zeit zwischen Obereozän und Unteroligozän tektonische Bewegungen in Nordfrankreich entlang der Achse des Artois, in Südengland entlang der Achse von Kingsclere und derjenigen der Insel Wight an.

In Nordspanien hat die nördlich des Ebrobeckens im Gebiete der Sierren so bedeutsame jungeozäne Faltung auch südwestlich dieses Beckens in den Celtiberischen Ketten ihre Spuren hinterlassen[7]).

Infolge Fehlens oder doch nur recht beschränkten Vorkommens von Oligozän in den entscheidenden Profilen muß dahingestellt bleiben, inwieweit in der subbetisch-balearischen Faltenzone und in Nordkorsika die „vormiozäne“ Faltung schon voroligozän gewesen ist (vgl. Kapitel „savische Faltung“).

---

[1]) W. Winkler, Über geologische Studien im mittleren Isonzo-Gebiet, a. a. O. S. 66 u. 67.

[2]) Koßmat, 1913, a. a. O., S. 127.

[3]) Schubert, Hdb. Reg. Geol., Küstenländer Österr.-Ungarns, 1914, S. 12.

[4]) E. Harbort, Erl. Bl. Süpplingen, Lief. 185 d. geol. Spezialkarte v. Preußen 1 : 25000, 1914.

[5]) G. Brinkmeier, Geologische Untersuchungen am Allertalgraben. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F., Heft 95.

[6]) Eckart Schröder, Tekt. Studien an niederhessischen Gräben. Ebenda.

[7]) vgl. Larrazet, a. a. O., S. 198ff. u. 281.

Aus dem westlichen Algier (Tellatlas) gibt Dalloni[1]) starke pyrenäische Faltungen an. Solche kommen im kabylischen Küstengebiete in der Diskordanz des oligozänen Dellysiens über dem jungeozänen Numidien zum Ausdrucke.

Im Apennin (IX) gibt sich die für die Geschichte des Gebirges anscheinend recht bedeutungsvolle pyrenäische Faltung z. B. in den klassischen Profilen des Scriviatales nördlich von Genua in der Diskordanz des an der Basis konglomeratischen Oligozäns über Eozän und Kreide zu erkennen[2]). Inwieweit aber überhaupt die „vormiozäne" Faltung des Apennins auch schon voroligozänen Alters war, ist wenigstens in weiten Teilen des Gebirges nicht mit Sicherheit zu sagen.

Zwischen dem eozänen Flysch und dem transgredierenden Oligozän liegt nach Deprat[3]) die Hauptphase der tertiären Faltung Thessaliens.

Gleichfalls von Deprat[4]) ist auf Euböa die Hauptphase der jüngeren (postvariscischen) Faltung als „pyrenäisch" erkannt worden; von ihr ist noch der frühtertiäre Flysch ergriffen, während oberoligozäne („aquitanische") Süßwasserschichten den Faltenbau diskordant überdecken.

In Kleinasien (XIV) haben wir z. T. Konkordanz in der Eozän-Oligozän-Serie, z. T. finden sich aber zwischen dem eozänen Flysch und den unter- bis mitteloligozänen Schichten auch Diskordanzen, auf die Walther Penck (a. a. O.) eine Faltung „im Obereozän" begründete. Sie zeigt sich im Taurussysteme z. B. in den inneren Teilen der Scharungszone nördlich von Adalia, wo eine anscheinend konkordante Serie von Trias bis Obereozän gefaltet und von oligozänen Konglomeraten diskordant überdeckt ist (W. Penck, S. 59). Auch im Samsum-Dag bei Karahissar (Phrygien) ist diese Diskordanz vorhanden (W. Penck, S. 74). Aus den südöstlichen Vorbergen des Cilicischen Taurus (Bulghar Dag) erwähnte Schaffer[5]) von Nemrum eine große Diskordanz zwischen steilstehenden Nummulitenkalken und nur wenig gestörten pflanzenführenden Mergeln vom vermutlichen Alter der oberoligozänen Sotzkaschichten. Auch hier kommt also die pyrenäische

---

[1]) M. Dalloni, L'Oligocène en Algérie I u. II. Compt. Rend. Séanc. Soc. Géol. Fr. 1916, p. 60/61 u. 73/74.

Derselbe, Les Terrains oligocènes dans l'Ouest de l'Algérie. Bull. Soc. géol. Fr., Sér. 4, 1916, t. 16, p. 97 ff.

[2]) Federico Sacco, Les Étages et les Faunes du Bassin tertiaire du Piémont. Bull. Soc. géol. Fr., Ser. 4, Tome V, 1895, S. 893; ferner Dollfuß, ebenda, S. 866.

[3]) J. Deprat, Note sur la Géologie du Massiv du Pélion etc. Bull. Soc. géol. Fr., Ser. 1, T. 4, S. 299 ff.

[4]) Derselbe, Étude géologique et pétrographique de l'Ile d'Eubée. Thèses Fac. Scienc. Paris 1904.

[5]) Franz Schaffer, Beiträge zur Kenntnis des Miozän-Beckens von Jahrb. K. K. Reichsanstalt, 1901, Bd. LI, S. 44.

Hauptfaltung des Taurussystems zum Ausdruck. Sie verlegte Fliegel[1]) „ins späte Eozän und ins Unteroligozän". Ferner stellte Blanckenhorn[2]) in Nordsyrien die Hauptfaltung der Außenketten des Taurus in das Ende des Eozäns; allerdings ist hier Oligozän nicht bekannt, und erst das Miozän tritt diskordant über dem gefalteten Eozän auf.

Zum wesentlichen Teile im jüngsten Eozän ereignete sich auch die Faltung des Antitaurus. Ihre Spuren lassen sich bis nach Armenien hinein verfolgen[3]).

In Nordamerika (XVI) ist „jungeozänen oder früholigozänen" Alters ein Teil der Überschiebungserscheinungen der Rocky Mountains in Montana[4]), während sonst Faltungen von pyrenäischem Alter bisher noch nicht festgestellt zu sein scheinen.

Wohl aber fand im Gebiete der Antillen die Hauptgebirgsbildung zwischen Obereozän und Mitteloligozän statt. Damals erfolgten große Faltungen in den Bergzügen Jamaikas und in der Sierra Maëstra Cubas, wie anscheinend auch auf Haiti, Porto Rico und den Virgin Islands[5]). Von Barbados wird berichtet, daß die Untere Scotlandserie, die als „kretazisch-eozän" gilt, stark gefaltet und diskordant von der in weite Falten gelegten Oberen Scotlandserie, die oligozäne Fauna führt, überdeckt ist[6]).

Auf dem mittelamerikanischen Festlande sind Orogenesen pyrenäischen Alters anscheinend in Mexiko, Guatemala, Nicaragua und Costarica eingetreten[7]).

Überall in diesen mittelamerikanisch-antillischen Gebieten sind Oligozän und Untermiozän weit schwächer disloziert als die älteren Sedimente einschließlich Eozän[8]).

i) Die Frage der intraoligozänen Gebirgsbildungen

Man spricht vielfach von intraoligozäner Faltung der Alpen, insbesondere der Schweizer Alpen, und zwar mit Rücksicht darauf, daß das „Unteroligozän" noch am inneren Faltenbau teilnimmt, während die subalpine Molasse, diese Randschuttablagerung älterer Alpen-

[1]) G. Fliegel, Über Landschaftsformen in Kleinasien. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. Monatsber., 1921, S. 4.

[2]) Handb. Reg. Geolog. a. a. O.

[3]) Handb. Reg. Geolog., Armenien, S. 24.

[4]) G. R. Mansfield, Structure of the Rocky Mountains in Idaho and Montana. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 34, 1923, S. 269.

[5]) T. W. Vaughan, Contributions to the Geology and Paleontology of the Canal Zone, Panama, and geologically related areas in Central America and the West Indies. Smithsonian Institution, U. St. Nation. Museum, Bull. 103. Washington 1919, S. 607.

[6]) J. Harrison, The Coral Rocks of Barbados. Qu. J. 1907, Bd. 63; S. 318ff.

[7]) T. W. Vaughan, a. a. O., S. 607.

[8]) Derselbe, a. a. O., S. 608.

ketten, in ihrem tiefsten Teile zum Ober- oder auch schon zum Mitteloligozän gehört. Es fehlt aber in den Schweizer Alpen, abgesehen vom Val d'Illiez (vgl. S. 171), jeder stratigraphische Aufschluß über das gegenseitige Verhalten von Molasse und Flysch, vielmehr ist der Kontakt zwischen beiden am ganzen schweizerischen Alpensaume ein tektonischer. Da wir nun aber das Liegende des Ober- bezw. Mitteloligozäns in der Molassezone nicht kennen, so ist zunächst noch nicht einmal sichergestellt, ob die Molasse-Vortiefe nicht auch schon im Unteroligozän da war, wie ja auch der eozäne Flysch als Bildung einer Vortiefe eines voreozän gefalteten inneren Alpenzuges gedeutet werden kann und gedeutet wird. So nimmt ja auch A. Heim (a. a. O., Teil I, S. 128) an, daß die Molasse nach unten allmählich in Flysch übergeht. Aber schließlich brauchte eine Vortiefe doch nicht im unmittelbaren Anschluße an die Gebirgsfaltung entstanden zu sein, und so könnte das Molassegebiet sehr wohl als die zwar etwas verspätet einsetzende Vortiefe der pyrenäisch gefalteten bezw. erweiterten Alpenzone gedeutet werden. Jedenfalls ist hinsichtlich der behaupteten vormitteloligozänen oder mitteloligozänen Faltung der Schweizer Alpen nachdrücklich hervorzuheben:

1. daß im Val d'Illiez (Kanton Wallis), d. h. an der einzigen Stelle, wo in den Schweizer Alpen „Unteroligozän" und jüngeres Oligozän zusammen vorkommen, sie konkordant oder fast konkordant miteinander verknüpft zn sein scheinen[1]);
2. daß im französischen Teile der Westalpen, wo weithin älteres und jüngeres Oligozän inmitten des Alpenkörpers zusammen erhalten sind, — so auch schon in Savoyen —, sich nirgends Diskordanzen innerhalb der Oligozänserie, sondern nur prä- oder postoligozäne andeuten, was auch für die Ostalpen zutrifft, soweit dort (Draugebiet) außer dem Unteren auch noch Mittleres und Oberes Oligozän vorhanden sind und der Verband unzweifelhaft festgestellt ist;
3. daß auch in anderen Hochgebirgen bisher wohl kaum Diskordanzen von unzweifelhaft intraoligozänem Alter nachweisbar gewesen sind.

Intraoligozäne Dislokationen hatte auch O. Ampferer[2]) im Unterinntale (Tirol) angenommen, doch steht ihrer Zurechnung zur postoligo-

[1]) A. Heim spricht in „Geologie der Schweiz", Bd. I, S. 438 von Konkordanz, in Bd. II, S. 348 von einer „anscheinend leichten Diskordanz" zwischen unteroligozänem Flysch und Molasse des Val d'Illiez. Ist aber dieses „Unteroligozän" als Obereozän (Priabonien) aufzufassen (vgl. Anm. S. 171), so könnte in einer etwaigen geringen Diskordanz der Roten Molasse allerdings auch die pyrenäische Faltungsphase angedeutet sein.

[2]) O. Ampferer, Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs, a. a. O., S. 117—119, S. 128.

zänen savischen Phase nichts mehr im Wege, wie im nachfolgenden Kapitel gezeigt werden wird.

Alles in allem glaube ich, daß es verfrüht wäre, die Frage der intraoligozänen Faltungen im Alpengebiete schon jetzt endgültig in negativem Sinne beantworten zu wollen. Denn mancherlei Verhältnisse erscheinen unter der Annahme dieser Faltungen leichter erklärbar, als ohne sie. Vor allem bleibt aber abzuwarten, ob einmal Diskordanzen von unzweifelhaft intraoligozänem Alter in den Alpen oder sonstwo erkannt werden.

Im Anschlusse an diese Ausführungen über die angeblich „vormitteloligozäne" Faltung in den Alpen sei noch darauf hingewiesen, daß auch die sog. „vormitteloligozänen" („vorstampischen") Brüche und Flexuren im Oberrheingebiete, so auch im Sundgau, voroligozänen („pyrenäischen") oder gar noch höheren Alters sein dürften. Unmöglich kann man doch, wie geschehen, allein wegen des transgressiven Auftretens des Mitteloligozäns die Verwerfungen als unmittelbar vorher erfolgt auffassen[1].

Mit dem so vielfach behaupteten oligozänen „Einbruche" des Oberrheinischen Grabens habe ich mich schon S. 23 und 24 beschäftigt. Es liegt nicht der geringste Beweis dafür vor, daß in der Zeit, in der das Oligozän des Rheintales sich bildete, irgendwelche Brüche aufgerissen oder wiederaufgerissen seien. Denn die Brüche verwerfen entweder das Oligozän in seiner Gesamtheit oder überhaupt nicht, sondern nur sein Liegendes; sie sind also entweder jünger oder älter als das Oligozän.

k) Savische Gebirgsbildung

Gewisse Bedeutung kommt in der Geschichte einer großen Zahl unserer heutigen Hochgebirge einer nacholigozänen-vormiozänen Faltung zu, die ich nach der namentlich durch die Untersuchungen Bittners klassisch gewordenen Lokalität Trifail im Savegebiete (s. unten) als die „savische" bezeichne. Haug hat sie uns als die „mouvements orogéniques antéburdigaliens" (Traité, S. 1735/36) geschildert; aber da er auf diese Bewegungen auch die große Einengung des Mittelmeeres zur aquitanischen Zeit zurückführt, so waren sie auch nach seiner Auffassung nicht nur vorburdigalisch, sondern auch schon voraquitanisch. Tatsächlich sind auch nirgends Faltungsdiskordanzen zwischen Aquitan und Burdigal bekannt, wenigstens wenn wir „Aquitan" in der weiter unten erörterten Abgrenzung verstehen. Allerdings beginnt die Schichtserie

[1]) Karl L. Hummel, Die Tektonik des Sundgaues (Baseler Tafeljura). Ber. Naturf. Gesellsch. Freiburg i. Br., 1914, Bd. XX, S. 63.

über dem voraquitanisch gefalteten Untergrunde in sehr vielen Fällen erst mit dem Burdigal, und in solchen Fällen ist die Faltung zunächst nur als „vorburdigalisch“ zu bezeichnen. Bei der Altersbestimmung der im Liegenden der II. Mediterranstufe (Helvetium und Torton) nachweisbaren Faltung ist aber Vorsicht geboten, da zwischen I. und II. Mediterranstufe neue Faltungen eingetreten sind.

Eine Rolle bei der Altersfestsetzung dieser savischen Gebirgsbildung spielt die stratigraphische Stellung des zuerst von Meyer-Eymar unterschiedenen „Aquitans“, das bald zum Oligozän, bald zum Miozän gestellt worden ist. Hier mag Haugs „Traité de Géologie“ zu Rate gezogen werden (S. 1604). Lange ist Aquitan als identisch mit Oberoligozän betrachtet worden, und auch heute noch findet sich diese Auffassung häufig in der Literatur. So bezeichnen z. B. die Schweizer Geologen die jungoligozäne Rote Molasse als „aquitanisch“. Th. Fuchs[1]) hat aber 1894 die faunistische Selbständigkeit des eigentlichen Aquitans (Typus Bazas und Mérignac im Aquitanischen Becken), das nur ganz wenig oligozäne Arten enthält, dafür aber viele Formen, die bis in das jüngere Miozän gehen, gegenüber dem Oberoligozän dargelegt, das er als „Chattische Stufe“ bezeichnete (Typus Kassel, Doberg, Ormoy). Für Abtrennung des Aquitans vom Oberoligozän und Zurechnung zum Miozän macht Haug außer paläontologischen Gründen die übergreifende Lagerung in sehr vielen Gebieten der Erde geltend, die gewissermaßen die Transgression der nachfolgenden Miozänstufen einleitet. Aber nicht nur übergreifend, sondern auch diskordant liegt vielfach das Aquitan, wenn wir uns hinsichtlich dieses Begriffes an Th. Fuchs, de Lapparent, Haug u. a. anschließen, seiner Unterlage und auch häufig der Chattischen Stufe auf, und hierin kommt eben die savische Gebirgsbildung zum Ausdruck. Diese Tatsache unterstützt m. E. die Verlegung des Schnittes zwischen Oligozän und Miozän in das Liegende des Aquitans. Nunmehr ergibt sich für die weiteren Ausführungen folgende Gliederung des Miozäns:

Hangendes:	Pontische Stufe (Unterpliozän)	
Miozän	Sarmatische Stufe	
	Torton	II. Mediterranstufe (Vindobon)
	Helvetium	
	Burdigal	I. Mediterranstufe
	Aquitan	
Liegendes:	Oberoligozän (= Chattische Stufe)	

[1]) Th. Fuchs, Tertiäre Fossilien aus den kohlenführenden Miozänablagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sog. „Aquitanischen Stufe.“ Mitt. a. d. Jahresber. d. K. ungar. geol. Anstalt 1894, Bd. X, S. 161—175.

Haug hebt mit Recht hervor, daß sich Oberoligozän („Chattien") und Aquitan namentlich in der kontinentalen Fazies oft schwer unterscheiden lassen. In solchen Fällen kann aber die Lage zur savischen Diskordanz die Altersbestimmung unterstützen. Liegt z. B. eine solche Ablagerung diskordant unter dem Burdigal, so ist sie ins Oberoligozän und nicht in das Aquitan zu stellen, da die Diskordanz unter dem Burdigal eben die savische ist (s. oben) und der Schichtkomplex unter ihr also älter als Aquitan sein muß.

Die Rolle der savischen Faltung scheint in den Pyrenäen (I) in der Hauptsache darin bestanden zu haben, daß sie einem älteren Zentralkörper jüngere Faltungszonen angliederte. So zeigt sich am Nordrande des Gebirges in der Zone der Kleinen Pyrenäen (Ariège-Gebiet), daß das Oligozän in konkordanter Verknüpfung mit dem Eozän gefaltet ist, während das Miozän, und zwar auch schon, soweit vorhanden, das Aquitan, hier wie überall im nördlichen Randgebiete der Pyrenäen nicht mehr an der Faltung teilgenommen hat. In der südlichen Randzone des Pyrenäengebietes (Zone der Sierren) ist aber wegen allerlei stratigraphischer Unsicherheiten die genauere Altersfestlegung jener Faltung, die die ludisch-unteroligozänen Konglomerate noch ergriffen hat, nicht in der Weise wie im Norden des Gebirges möglich.

Die Fortsetzung der savischen Faltung der Pyrenäen verfolgen wir nordostwärts zum Languedoc und zur Provence. In letzterer erkennen wir vormiozäne Faltung z. B. westlich von Marseille, indem marines Miozän mit einem Basalkonglomerate diskordant ältere Schichten und dabei auch das stark nordwärts geneigte Oligozän von St. Pierre-les-Martigues überdeckt[1]).

In den subalpinen Ketten der Französischen Alpen (III) scheint überall Konkordanz zwischen der oligozänen Roten Molasse und dem Aquitan, wie auch zwischen diesem und dem Burdigal zu herrschen, wo auch immer sie zusammen auftreten. In der Gegend von Grenoble findet sich zwar eine meist ganz unbedeutende Diskordanz zwischen dem marinen Miozän und der Unterkreide; aber abgesehen von ihrer Unbeträchtlichkeit könnte sie ja auch mit Bewegungen vorsavischen Alters zusammenhängen. Daß hier aber ausnahmsweise eine etwas stärkere Diskordanz auftreten kann, zeigt die Angabe von Kilian[2]), daß bei Pont-en-Royans die Molasse über steil gefaltetem Senon und Untereozän liegt. Hier käme also eine pyrenäische oder savische Gebirgsbildung in Frage. Im allgemeinen ist aber in den Französischen Alpen durch Diskordanzen der Beweis für nennenswerte savische Gebirgsbildungen nicht zu führen, doch schließt das natürlich nicht aus,

[1]) vgl. Bl. Arles 1 : 80000 (Nr. 234).

[2]) W. Kilian, Congr. géol. Intern. 1900, Guide, XIII a, S. 15.

daß solche in den inneren (östlichen) Gebirgszonen, wo es an aquitanischen und jüngertertiären Ablagerungen fehlt, eingetreten sein könnten. Es lassen ja auch die mächtigen Geröllmassen, die sich in der burdigalischen Molasse der subalpinen Gebiete finden, auf vorangegangene starke Hebung in den inneren Alpenzonen schließen, die sehr wohl orogener Art gewesen und in der savischen Phase erfolgt sein könnten. Aus Kilians Auffindung variolithischer Gerölle in den burdigalischen Konglomeraten von Grenoble[1]) ergibt sich z. B., daß damals intraalpine Gebiete mit Pietri verdi der Denudation schon zugänglich waren; die Gerölle müssen der Briançonnaiszone oder Piemontzone oder einer von dort gekommenen Decke entstammen, und so geht nach Termier und Kilian[2]) die Bildung der großen liegenden Falten und Decken in den Französisch-Italienischen Alpen in vorburdigalische Zeit zurück. Ich verweise in diesem Zusammenhange auch auf die Blöcke alpiner Herkunft im Burdigal der Superga bei Turin.

Nach P. Termier und L. Joleaud[3]) ist die von ihnen im Gebiete von Gigondas-Suzette (östlich Orans) erkannte und mit Deckenbewegungen von weitestem Ausmaße in Verbindung gebrachte, von W. Kilian[4]) u. a. aber als rein örtliche Erscheinung aufgefaßte Überschiebung der triadischen „Formation de Suzette“ auf jüngere Schichten einschließlich Oberoligozän (nach Depéret Mitteloligozän[5])) älter als Burdigal; sie wäre also in die savische Phase zu rechnen.

Wie im französischen Anteile der Westalpen, so stehen wir auch in den Schweizer Alpen (V), wenn wir von der Randzone gegen das Molassegebiet absehen, der großen Schwierigkeit, ja Unmöglichkeit der unzweideutigen Einordnung der postoligozänen tektonischen Vorgänge in die andernorts erkannten tektonischen Einzelphasen gegenüber, da Jungtertiär hier gänzlich fehlt. Im Molassegebiete sind Oligozän und Miozän konkordant miteinander verknüpft, und somit ist Faltung vom savischen Alter hier nicht erkennbar; aber das schließt natürlich ebensowenig wie im Falle der Französischen Alpen aus, daß solche Faltung in mehr inneren alpinen Gebieten sogar sehr bedeutungsvoll gewesen sein könnte.

---

[1]) W. Kilian, Présence de galets de variolite dans les conglomérats burdigaliens des Environs de Grenoble et le Miocène des Basses-Alpes. Compt. Rend. Soc. géol. France, Mai 1915.

[2]) Pierre Termier et Wilf. Kilian, Sur la composition des conglomérats miocènes des Chaînes subalpines françaises. C. R. Ac. Sc. Paris 1918, S. 584—588.

[3]) P. Termier et L. Joleaud, C. R. Ac. Sc. Paris 1921, t. 172, S. 191ff. u. t. 173, S. 1033ff.

[4]) Compt. Rend. somm. Soc. géol. Fr. 1923, p. 168/169.

[5]) Ebenda, S. 170/171.

Die Nord-Süd-Verwerfungen des Tafeljuras haben nach den Untersuchungen von A. Buxtorf[1]) eozänes Bohnerz und oligozäne Molasse noch betroffen, während über ihnen das Vindobon (II. Mediterranstufe) transgrediert; sie werden als „vormiozän“ angesprochen, doch darf nicht übersehen werden, daß in dem Intervall Oligozän-Vindobon auch noch die ältere Phase der steirischen Faltung (s. u.) liegt und daß die Brüche des Tafeljuras somit auch dieser ganz oder zum Teil angehören könnten.

Nach den neuesten Arbeiten Buxtorfs und seiner Schüler[2]) sind gleichzeitig mit den Nord-Süd-Brüchen des Tafeljuras auch schon leichte Ansätze der im übrigen postmiozänen Faltung des Schweizer Kettenjuras (IV) erfolgt.

In den Ostalpen finden wir vormiozäne Faltung im Drau-Save-Gebiete (VII)[3]), von dem ich ja die Bezeichnung „savisch“ für die Gesamtheit der vormiozänen Gebirgsbildung herleite. Die Faltung hat dort das ganze Oligozän einschließlich der oberoligozänen kohleführenden Sotzkaschichten betroffen, und über die wieder eingeebneten Falten ist die von Osten in den Alpenkörper vordringende Ingression des burdigalischen Meeres dahingegangen.

Orogene Bewegungen savischen Alters sind augenscheinlich auch in dem bekannten Tertiärgebiete des Unterinntales (vergl. Ampferer, a. a. O.) eingetreten. Dort enthalten nämlich die „Angerbergschichten“ Gerölle des Unteroligozäns, das also in der Randzone des Unterinntaler Tertiärs zur Zeit der Angerbergschichten der Denudation zugänglich gewesen sein muß. Vor allem sind aber nach Ampferer gewisse Längsstörungen, verknüpft mit Absenkungen und Einklemmungen der älteren Tertiärschichten, vor den Angerbergschichten eingetreten. In der Auffassung Ampferers vom jungoligozänen Alter der Angerbergschichten wären diese tektonischen Vorgänge intraoligozänen Alters. Aber jetzt hat Schlosser[4]) die Angerbergschichten nach ihrem Fossilinhalt als aquitanisch (aquitanisch auch hier im Sinne von jünger als chattisch) bestimmt, und somit steht der Einordnung der vor den Angerbergschichten eingetretenen Dislokationen in die savische Phase nichts entgegen.

---

[1]) A. Buxtorf, Über vor- oder altmiozäne Verwerfungen im Basler Tafeljura. Eclog. geolog. Helvet, Vol. VI, 1900, S. 176.

[2]) A. Buxtorf u. R. Koch, Zur Frage der Pliozänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXI, 1920, S. 127.

E. Lehner, Tektonik des Kettenjuranordrandes zwischen Meltingen und Reipoldswil. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F., Lief. 47, Abtl. 2, 1920.

R. Koch, Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F., Lief. 48, Abt. 2, 1923.

[3]) Bittner, Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. 1884, Band 34, S. 433—596, Taf. X.

[4]) M. Schlosser, Das Eozän und Unteroligozän der bayrischen Alpen. Zentralbl. f. Mineral. usw. 1922, S. 181.

Am Ende des Oligozäns gibt sich in den Karpathen (XI) eine Faltung zu erkennen, die in der kretazisch-alttertiären Flyschzone die Hauptsattellinien zur Ausbildung brachte[1]).

Demgegenüber ist im Kaukasus (XII) eine Gebirgsbildung savischen Alters bisher nicht nachweisbar gewesen.

Die vormiozäne Phase ist im Bereiche der saxonischen Gebirgsbildung (XIII) in Nordwestböhmen zwischen der älteren, d. h. oberoligozänen (vorbasaltischen), und der jüngeren, d. h. miozänen Braunkohlenformation und nach E. Schröder (a. a. O.) in Niederhessen (Meißnergebiet) in der Diskordanz zwischen dem marinen Oligozän und der miozänen Braunkohlenformation erkennbar. Mit ihr mag auch zusammenhängen, daß in Niederhessen und Südhannover das Oligozän vor Ablagerung der miozänen Braunkohlenformation vielfach der Abtragung wieder zugänglich geworden war, sodaß das Miozän bald unmittelbar, bald unter Zwischenschaltung von Oligozän dem triadischen Untergrunde aufliegt und sich in ihm bei Dransfeld westlich Göttingen oberoligozäne Muscheln auf sekundärer Lagerstätte finden[2]). v. Linstow vermutet am Steinberge bei Hann. Münden eine geringe Diskordanz zwischen dem marinen Oberoligozän und dem limnischen Miozän[3]), und nach W. Klüpfel[4]) liegt an der Grenze von Oberoligozän und Miozän die Hauptstörungsphase des Westerwaldes.

„Vormiozän", kurzhin gesagt, ist die Hauptfaltung des Apennins (IX), so auch nach Steinmann[5]) der von ihm im nördlichen Apennin angenommene Deckenbau, wie nach Maury[6]) der Deckenbau Korsikas. Aber wohl nur zum Teil auf Bewegungen savischen, vielmehr in der Hauptsache auf solche pyrenäischen Alters scheint die im Liegenden des transgredierenden Miozäns erkennbare Tektonik des Apennins zurückzugehen. Die vormiozäne Faltung kommt im Inneren des von den Westalpen und dem Ligurischen Apennin beschriebenen Bogens (Turiner Berge) in örtlicher übergreifender Lagerung des Untermiozäns über wechselnden älteren Stufen des Tertiärs und in den mächtigen burdigalischen

[1]) Voitesti, a. a. O., S. 752

[2]) v. Koenen, Erl. z. Bl. Jühnde, Lief. 91 d. geol. Spezialk. v. Pr., S. 12.

[3]) v. Linstow im „Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau", 2. Aufl. 1915, S. 130.

[4]) W. Klüpfel, „Geologischer Überblick über den Westerwald" und „Zur geolog. Geschichte der Umgebung von Selters im Unterwesterwaldkreis". 1924.

[5]) G. Steinmann, Alpen und Apennin. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 1907, Bd. 59, Monatsber. S. 177—183.

[6]) E. Maury, Sur la présence de nappes de recouvrement au Nord et à l'Est de la Corse. C. R. Ac. Sc. Paris 1908, t. 146, S. 945.

Derselbe, Stratigraphie et Tectonique de la Corse. Bull. Soc. géol. Fr., Sér. IV, Tome 10, S. 272 ff., insbes. S. 290.

Vgl. ferner Bl. Bastia 1 : 80000 (Nr. 261).

Konglomeratmassen der Superga zum Ausdruck. Die postsavische Transgression begann am adriatischen Hange des Apennins und am tyrrhenischen Hange bei Rom mit der burdigalischen Stufe, am tyrrhenischen Hange in Toskana aber sogar erst mit dem zweiten Mediterran (Torton).

Älter als Miozän ist die Hauptfaltung der Subbetischen Ketten Südspaniens, wie wir schon aus den Arbeiten Marcel Bertrands und Kilians[1]) wissen. Aquitan und Burdigal erfüllen die im Anfange der aquitanischen Zeit entstandene subbetische Geosynklinale, und von ihr aus griff das Burdigal südwärts in das Innere der subbetischen Ketten, ja sogar bis zum Fuße der Sierra Nevada bei Granada vor und überdeckte diskordant den aus Paläozoikum, Mesozoikum und Eozän bestehenden Faltenbau. Es fehlt zwar das Oligozän, und so muß dahingestellt bleiben, ob die „vormiozäne" Faltung nicht schon pyrenäischen Alters gewesen ist. Die gleiche Unsicherheit besteht hinsichtlich des genaueren Alters der „vormiozänen" Faltung der Balearen, die das Eozän noch betroffen hat. Es sei in diesem Zusammenhange daran erinnert, daß in den subbetischen Faltenzügen und auf den Balearen auch laramische Bewegungen nachweisbar sind (s. oben).

In den Faltungsgebieten Nordwestafrikas liegt das Burdigal transgredierend und weithin auch diskordant auf wechselnden älteren Schichten; dabei zeigt die Diskordanz über oligozänen Ablagerungen im Dahra (West-Algier)[2]) an, daß auch savische Faltungen nicht ganz gefehlt haben, mögen sie auch, soweit bisher zu übersehen, unbedeutend gewesen sein, verglichen mit den intramiozänen (s. nächstes Kapitel).

Nach den Untersuchungen von Blanckenhorn sind tektonische Einbrüche in Ägypten in der Umgebung des Isthmus von Suez und nach Baron und Hume auch weiter südlich in vormiozäner Zeit eingetreten. Der Abbruch am heutigen Nord- und Ostrande der arabischen Wüste war schon „in oberoligozän-frühmiozäner Zeit zugleich mit Basalteruptionen und Geysirausbrüchen" eingeleitet und von der miozänen Meerestransgression[3]) gefolgt.

In die vormiozäne Zeit fällt auch die letzte der größeren Faltungen des Taurus (XIV), die sich insbesondere in seiner südlichen Außenzone abgespielt hat. Diskordant über den Falten liegt nämlich das marine Miozän, das in jüngerer Zeit, ohne eigentlich gefaltet zu sein, in große Höhen getragen worden ist. Die Beteiligung des Oligozäns an der vormiozänen Faltung gibt sich z. B. in der Außenzone der Scharungsregion nördlich von Adalia zu erkennen, wo nach der Dar-

[1]) Vgl. Marcel Bertrand et Kilian, Mission d'Andalousie.

[2]) A. Brives, Les Terrains tertiaires du Chélif et du Dahra. Thèses Fac. Scienc. Lyon, Alger 1897.

[3]) Handb. d. Reg. Geologie, Ägypten, S. 116—126.

stellung Walther Pencks[1]) ein schönes Beispiel der Angliederung einer savischen Außenzone (Faltung postoligozän bei Konkordanz von Oligozän und Eozän) an eine innere Zone mit pyrenäischer Faltung (Diskordanz Eozän-Oligozän) vorliegt.

Savische, vielleicht aber auch etwas jüngere (steirische) Faltung mag im Süden des Iranischen Bogens an der persischen Küste bei Khamir in der schwachen Diskordanz der miozänen Gipsformation über Schichten mit oligozäner Fauna[2]) angedeutet sein. Sie ist im Sind, d. h. am östlichen Außenrande des Iranischen Bogens (Indusketten bei Sueß, Antlitz d. Erde, III, 1), bei Sehwan (XV) in örtlichen Diskordanzen zwischen dem neogenen Ober-Nari und dem oligozänen Unter-Nari erkennbar[3]). Mit ihr mag auch die Diskordanz des untersten Manchhar (Obermiozän) über z. T. steilstehendem Eozän in einigen Nachbargebieten von Sehwan zusammenhängen (Oldham, a. a. O., S. 309, 314). Aber im allgemeinen scheint doch in den Ketten westlich des Indus eine Faltung an der Grenze Oligozän-Miozän nicht eingetreten zu sein, wie z. B. die Konkordanz zwischen Oligozän und Manchhar (a. a. O., S. 310) in der Sulaiman-Kette und am Gandahari-Berge anzeigt.

Im südöstlichen Afghanistan ist in der Umgebung von Kandahar Eozän noch gefaltet, aber nicht mehr die altmiozäne Gaygruppe (Sueß, Antl. d. Erde, 1, S. 551). Im nördlichen Afghanistan[4]) liegt eine starke Diskordanz zwischen einer ältertertiären Serie, die als „eozän" angesprochen wird, und jungtertiären Schichtmassen unsicheren Alters. In der Salt-Range (nördlichstes Punjab) wird marines Eozän diskordant von jüngerem Miozän, das Gerölle des Eozäns enthält, überdeckt. Auch in diesen drei Fällen möchte man nach Analogie der Verhältnisse bei Sehwan an eine Faltung savischen Alters denken, wenn schließlich auch pyrenäisches Alter in Frage kommen könnte.

Nach Literaturangaben haben wir in der malayischen Inselwelt als Vorläufer der jüngeren Hauptfaltung vielfach vormiozäne Faltnngen z. B. auf Java, in den Zentralketten Borneos und auf den Kei-Inseln (Molukken). Da aber Oligozän zwischen dem gefalteten Eozän und dem diskordant die Falten überdeckenden Miozän nicht angegeben wird, muß dahingestellt bleiben, ob savische oder pyrenäische Faltung vorliegt. In der neogenen Geosynklinale Südsumatras[5]) ist aber auch Oligozän ver-

---

[1]) Walth. Penck, Westkleinasien a. a. O., S. 58ff. nach Tietze, Philippson, Schaffer, Tschihatscheff.

[2]) G. E. Pilgrim, a. a. O., S. 22.

[3]) R. D. Oldham, Geology of India, a. a. O., S. 309.

[4]) H. H. Hayden, 1913, a. a. O.

[5]) vgl. als neueste Veröffentlichungen A. Tobler, Unsere paläontol. Kenntnis von Sumatra. Eclog. geol. Helvet., Bd. XVIII, Nr. 2, 1923, S. 313ff.

M. E. Schürmann, Über die neogene Geosynklinale von Südsumatra. Geolog. Rundschau 1923, Bd. 14, S. 239ff.

treten, und zwar in konkordanter Verknüpfung mit dem Jungtertiär. Danach ist wenigstens hier keine savische, sondern höchstens pyrenäische Faltung anzunehmen, die aber sicher nicht sehr bedeutungsvoll gewesen ist. Zweifelhaft ist auch das genauere Alter der „voraquitanischen“ Faltung der Bonin-Inseln, wo die Ogasawarakette, die den Osten der Insel bildet, aus aufgerichtetem Nummulitenkalkstein (lutetische Fauna!) mit diskordant angelagerten aquitanischen Lepidocyklinenkalken besteht.

Im pazifischen Nordamerika (XVI) sind nach R. Arnold (a. a. O., S. 529) in der Zeit zwischen Oligozän (San Lorenzo) und Untermiozän (Vaqueros) Schollenverschiebungen erfolgt, so auch das erste Aufreißen der großen Erdbebenspalten Kaliforniens; ihnen gegenüber treten die schwachen Faltungen jener Zeit ganz zurück. In der Grafschaft Contra Costa in Mittelkalifornien will B. L. Clarke eine Diskordanz, die mehr als örtliche Bedeutung haben soll, als Grenze zwischen Oligozän und Miozän benutzen[1]).

In Montana[2]) liegt die zu unterst wahrscheinlich aquitanische, zu oberst vindobonische Deep River-Serie flach und diskordant über aufgerichtetem Unteroligozän.

In Mittelamerika und auf den Antillen scheint ja die Hauptfaltung pyrenäischen Alters gewesen zu sein (s. oben), doch sind auch die jüngeren Schichten vielfach noch gefaltet und verworfen; untergeordnet mögen auch hier Bewegungen savischen Alters in Betracht kommen, wenn auch Konkordanz zwischen Oligozän und Untermiozän die Regel zu sein scheint.

So ist in Ostmexiko nach der Darstellung von Walter Staub (a. a. O.) das Oligozän vor der neogenen Transgression gefaltet worden; ferner muß dahingestellt bleiben, ob nicht auch die „jungmiozäne“ Faltung der ost-westlich gerichteten, zu den Antillen hinweisenden Kordilleren von Guatemala und Honduras[3]) schon savischen Alters gewesen ist.

Auf dem Isthmus von Panama mag man eine geringe Andeutung savischer Gebirgsbildung darin erblicken, daß ein oberes, in seinem tieferen Teile wohl burdigalisches System mit geringer Diskordanz auf einem älteren mit jungoligozäner Fauna liegt und dabei Fossilien des älteren aufgearbeitet enthält[4]).

---

[1]) B. L. Clarke, The occurence of Oligocene in the Contra Costa Hills of Middle California. Univ. Calif., Bulletin of Dept. of Geol., 9, Nr. 2, 1913, S. 9—21.

[2]) vgl. Haug, Traité, S. 1705 (nach W. B. Scott).

[3]) Sidney Powers, Notes on the Geology of eastern Guatemala and northwestern Spanish Honduras. Journ. of Geology, 1918, Bd. 26, S. 507 ff.

[4]) H. Douvillé, Sur l'âge des couches traversées par le Canal de Panama. Bull. Soc. géol. Fr., Série 3, T. XXVI, 1898, S. 587 ff.

In den Antillen überdeckt auf Cuba[1]) die neogene jüngere Habanaformation, selbst nur schwach gefaltet, die stärker gefaltete und z. T. noch oligozäne ältere Habanaformation; auf Barbados[2]) liegen über der Upper Scotland Series, die oligozäne Fauna enthält, mit sehr scharfer Diskordanz die neogenen Oceanic Deposits, und entsprechend ist die Sachlage auf Trinidad[3]). Hier wie dort mag es sich um savische, vielleicht aber auch um intramiozäne (s. unten) Faltung handeln.

l) Steirische Gebirgsbildung

Eine Faltung intramiozänen Alters bezeichne ich mit Rücksicht auf ihr Auftreten in der mittleren Steiermark (Grazer Bucht usw.) als die steirische. Sie ist in der östlichen Randzone der Zentralalpen (VII) ziemlich weit verbreitet und neuerdings insbesondere von Petrascheck[4]) geschildert worden, der mit ihr, wie auch schon Hoernes getan hatte, das weitgehende gegenseitige Sichausschließen der I. und II. Mediterran-Stufe in Verbindung bringt. Wir haben es bei ihr mit zwei Unterphasen zu tun, nämlich einer älteren und unbedeutenderen unter den Grunder Schichten bezw. dem Schlier, soweit dieser vertreten, und einer weit bedeutenderen zwischen Grunder Schichten und Leithakalk. Die Diskordanz unter dem Leithakalk hatte schon Stur[5]) erkannt. Nachfolgendes Schema veranschaulicht die Einordnung der beiden Phasen in das miozäne Schichtprofil der östlichen Randzone der Alpen:

		Sarmatikum	
II. Mediterran-Stufe (Vindobon)	Torton:	Leithakalk bezw. Badener Tegel	
		Hauptphase	der steirischen Faltung
	Helvetische Stnfe	Grunder Schichten Schlier und Äquivalente	
		Vorphase	
I. Mediterran-Stufe		Eibiswalder (Plittener) Schichten	

[1]) L. Rutten, Cuba, de Antillen en de Zuidelijke Molukken. Afh. d. Kon. Ak. v. Wet., Amsterdam 1922, T. XXXI, S. 213ff.

[2]) B. Harrison, The Coral Rocks of Barbados. Quat. Journ. 1907, Bd. 63, S. 318ff.

vgl. auch A. J. Jukes-Browne and J. B. Harrison, The Geology of Barbados. Quat. Journ. 1891 u. 1892, Bd. 47 und 48.

[3]) J. W. Gregory, Contribntion to the Palaeontology and Physical Geology of the West Indies. Qu. J. 1895, Bd. 51, S. 255ff.; vgl. anch Sueß, Antl. d. Erde, III, 2, S. 528.

[4]) W. Petrascheck, Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1915, S. 310ff.

A. Winkler hatte 1913 (Untersuchungen z. Geol. u. Paläont. d. steirischen Tertiärs, Jahrb. K. K. Reichsanstalt, Bd. 63) Gebirgsbildungen intramediterranen Alters in der Mittelsteiermark angenommen, ließ aber 1914 diese Auffassung wieder fallen. (Über jnngtert. Sedimentation u. Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, VII, S. 256ff.).

[5]) Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871, S. 617ff.

Nach Petrascheck ist die Diskordanz des Leithakalkes über den Grunder Schichten in Mittel-Steiermark z. B. bei Gamlitz prächtig aufgeschlossen. Die zweimalige Diskordanz, die geringere unter den Grunder Schichten und die stärkere unter dem Leithakalk, ist z. B. im Süden der Grazer Bucht in Windisch-Bühlen erkennbar. Petrascheck hat dann die steirische Faltung von hier aus nach Nordosten verfolgt und ihre Spuren bei Sinnersdorf unweit Friedberg am Nordrande der Grazer Bucht, wie auch im Ödenburg-Brennberger Gebiete (Ungarn) gefunden, wo Schlier und sein Liegendes gefaltet sind und diskordant darüber Sarmatikum erscheint, während an anderer Stelle Sarmatikum mit deutlicher Diskordanz über den Eibiswalder Schichten liegt. Dabei entspricht auch nach Petrascheck die Diskordanz unter dem Sarmatikum von Ödenburg derjenigen unter dem Leithakalk Steiermarks, „denn nirgends hat man einen Anhalt dafür, daß zwischen der II. Mediterranstufe und dem Sarmatikum eine Ungleichförmigkeit bestehe“ [1]).

Die steirische Faltung ist im Gebiete des Wiener Beckens darin angedeutet, daß die Lignite von Pitten in Sonderablagerungen weit ins Gebirge vorgreifen und dabei stärker gefaltet und disloziert sind, als die II. Mediterranstufe im eigentlichen Wiener Becken.

Der jüngeren Phase der steirischen Gebirgsbildung entspricht eine starke Faltung der karpathischen Flyschregion (XI), nach Voitesti[2]) die zweite Hauptepisode in der geologischen Vergangenheit des Karpathengebirges. Ihr folgte die tortonische Transgression. Nach der Darstellung von Grozescu[3]) scheint aber in den moldawischen Karpathen auch die ältere Phase der steirischen Faltung stark gewirkt zu haben.

Am Nordrande der galizischen Karpathen gibt sich starke Faltung steirischen Alters im Salzbergbau von Wielitzka zu erkennen; sie hat die Äquivalente des Schliers noch betroffen, während die Bogucicer Sande (Torton) flach lagern.

Nur zur Zeit der vindobonischen Nagelfluhe sind Gerölle alpiner Herkunft bis zum Schweizer Juragebirge (V) gelangt, während solche in der älteren und jüngeren Molasse dort fehlen. Vielleicht weist diese Sachlage auf vorangegangene verstärkte Orogenesen im Alpen-

---

[1]) vgl. hierüber auch W. Petrascheck, Kohlengeologie der österr. Teilstaaten, VI. Braunkohlenlager der österr. Alpen, S. 37.

[2]) Voitesti, a. a. O., S. 754.

vgl. auch V. Popovici, Étude géolog. des environs de Campulung et de Sinaia (Roumanie). Thèses Fac. Scienc., Paris 1898. In dem von Popovici behandelten Gebiete fehlt Torton und Sarmatisch, und dort liegt also die Faltung zwischen Helvetium und Pontisch, so daß sie allein auf Grund des dortigen Befundes auch attisch (s. unten) sein könnte.

[3]) H. G. Grozescu, Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a districtului Bacău. Anuaral Institut. Geol. României, Bd. VIII, 1914. Bukarest 1918.

körper (steirische Phase) hin, mag sie auch allein durch epirogene Bewegungen erklärbar sein.

Das von Haug[1]) 1891 angenommene posthelvetisch-vortortonische Alter der östlichen Randbrüche des Beckens von Digne und Forcalquier in den Französischen Alpen ist durch später veröffentlichte geologische Aufnahmen[2]) und durch Einbeziehung der „tortonischen" Konglomerate von Courbons usw. in das Pontikum (vgl. auch Haug, Traité, S. 1630) überholt. Damit hat auch die ältere Haugsche Annahme (1891, S. 191) des posthelvetisch-vortortonischen Alters der Hauptfaltung der subalpinen Ketten ihre Hauptstütze zugunsten der Annahme postpontischen Alters verloren (vgl. Kap. „Rhodanische Faltung").

Wohl aber scheint die Annahme posthelvetisch-vortortonischen Alters für die Hauptfaltung der Hügelketten von Turin (Superga-Sattel usw.) zuzutreffen (IX)[3]).

Eine Diskordanz, wenn anscheinend auch eine geringfügige, besteht nach Haug (Traité, S. 1654) in der Betischen Kordillere Südspaniens. Im Becken von Granada liegt eine solche zwischen den Clypeaster-Schichten und der zu unterst tortonischen und im oberen Teile sarmatischen „Blockformation". Unter der Auffassung, daß in den Clypeaster-Schichten außer dem Burdigal auch noch das Helvetium vertreten sei, nahm R. Douvillé[4]) eine Diskordanz inmitten der II. Mediterranstufe an, wobei er deren Ausnahmestellung im mediterranen Becken hervorhob; Haug hält aber die Vertretung des Helvetiums in den Clypeaster-Schichten für nicht erwiesen (Traité, S. 1654). Jedenfalls ist auch in Andalusien „steirische" Faltung angedeutet, wenn einstweilen auch noch unsicher ist, ob es sich hier um die ältere (vorhelvetische) oder jüngere (vortortonische) Unterphase der Mittelsteiermark handelt.

Steirische Faltung scheint ferner in der tektonischen Fortsetzung der Betischen Kordillere auf den Balearen gewirkt zu haben. Denn nach P. Fallot ist die Hauptfaltung der Inseln Ibiza und Majorka jünger als Untermiozän und älter als die entweder helvetischen oder tortonischen Schichten mit Pithocerithium[5]). Demgegenüber ist auf Minorka das Untermiozän, das dort einem älteren Faltenbau aufliegt, kaum noch gefaltet.

Andeutungen intramiozäner Gebirgsbildungen begegnen uns auch in den saxonischen Gebieten (XIII).

---

[1]) Haug, Chaînes subalpines, a. a. O., S. 139 u. 191.

[2]) Bl. Digne 1:80000.

[3]) vgl. G. F. Dollfus, Bull. Soc. géol. Fr., Série 4, t. V, 1905, S. 866.

[4]) R. Douvillé, Handb. Reg. Geol., Espagne, S. 95.

[5]) P. Fallot, Le problème de l'Ile de Minorque. Bull. Soc. géol. Fr., Série 4, Tome 23, 1923, S. 3ff.

So liegt im westlichen Harzvorlande bei Oldenrode-Düderode nach der Darstellung von H. Wegele (a. a. O.) eine Diskordanz inmitten des dortigen Miozäns zwischen einer oberen Serie, die mit einem „Oberflöz" beginnt und als „Obermiozän" angesprochen wird, und einer unteren Serie, die das „Hauptflöz" enthält. Vergleichsweise hebt Wegele hervor, daß die jungmiozänen Basaltergüsse Südhannovers und Hessens bald auf älterem Miozän, und zwar wechselnden Stufen desselben, bald aber auch unter Ausfall des älteren Miozäns auf der Trias liegen, und auch hierin erblickt er wohl mit Recht eine Andeutung intramiozäner tektonischer Vorgänge.

Nach Beyschlag[1]) liegen westlich von Kassel ins „Obermiozän" zu stellende Basalttuffe z. T. schwach diskordant über dem älteren Miozän. Nach O. Grupe[2]) überdecken im Solling die an Tertiärgräben gebundenen Basalte das Miozän der Gräben und legen sich andererseits seitlich an die Außenschichten des Grabens (Buntsandstein) an; auch hier liegt also eine Dislokationsphase (Grabenversenkung) zwischen dem älteren Miozän und dem Empordringen der in Niederhessen und Südhannover als jungmiozän zu betrachtenden Basalte.

Auf intramiozäne Bruchbildungen im Westerwalde, und zwar solche in zwei Phasen, weist W. Klüpfel (a. a. O.) hin.

Außerhalb Europas nimmt im nordwestlichen Afrika nach den Darstellungen von M. Dalloni[3]) die I. Mediterranstufe (Cartennien) noch an den Faltungen des Tellatlas teil, während die II. Mediterranstufe, beginnend mit dem Helvetium, die I. diskordant überdeckt und nur flach gewellt ist. Hier haben wir es also mit der älteren Phase der steirischen Faltung zu tun. Auch die jüngere Phase scheint hier, wenn auch nur recht schwach, angedeutet zu sein (Dalloni, a. a. O., 1915, S. 436; vgl. auch Haug, Traité, S. 1649). Sie hat aber nach den Darstellungen von Gentil, Lugeon, Joleaud, Beaugé u. a.[4]) große Bedeutung in

[1]) Erl. Bl. Wilhelmshöhe, Lfg. 92 d. geol. Spezialk. v. Preußen.

[2]) O. Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes usw. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 1911, Bd. 63, S. 264ff. (dort ist auch die ältere Literatur angegeben).

[3]) M. Dalloni, Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. Bull. Soc. géol. Fr., Série 4, t. 15, 1915, S. 428ff.

Derselbe, Sur les relations du Miocène et de son substratum (Trias et Crétacé) à la bordure nord de l'Atlas tellien, dans la région de Rélizane (Algérie). Compt. Rend. Séanc. Soc. géol. Fr. 1920, S. 107.

vgl. auch L. Gentil, La Géologie du Maroc, a. a. O., S. 135.

[4]) L. Gentil, M. Lugeon et L. Joleaud, Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans le bassin du Sébou (Maroc). C. R. Ac. Sc. Paris, 166, 1918, S. 217ff.

Dieselben, Les nappes de charriage du bassin de Sébou (Maroc oriental). Compt. Rend. Séanc. Soc. géol. Fr., 1918, S. 115—117.

A. Beaugé et L. Joleaud, Tectonique de la région de Meknès. Bull. Soc. Soc. géol. Fr., Sér. 4, 1922, t. 22, S. 254ff.

Marokko, wo in das von diesen Autoren angenommene Deckensystem südlich des Riffs Helvetium noch einbezogen ist, während Torton über den Decken transgredieren soll. Allerdings ist auch das Torton örtlich noch von starken Bewegungen ergriffen, und R. Abrard[1]), der im übrigen das posthelvetische Alter der Faltung des „système prérifain" bestätigt, gibt in einem Profile aus der Gegend von Meknes das Torton als konkordant mit dem älteren Miozän und als mit diesem überkippt an.

Im nördlichen Syrien entspricht der Faltung Steiermarks im Liegenden des Schliers die Faltung im Liegenden der Gips- und Salzformation[2]). Sie ist auch in Persien und Armenien in einer ausgesprochenen Diskordanz der Gips- und Salzformation über älteren miozänen Schichten weithin erkennbar.

Faltungen steirischen Alters scheinen in den Randgebirgen des nördlichen Indiens (XVI)[3]) nicht erweisbar zu sein. Denn die Diskordanzen zwischen Manchhar-System (Jungmiozän-Pliozän) und steilstehendem Eozän im Sind und in der Salt Range können durch die bei Sehwan (Sind) erkennbare savische Faltung hinreichend erklärt werden, und andererseits scheinen älteres Miozän und Manchhar bezw. Siwâlik, wo sie zusammen vorkommen, sowohl westlich des Indus, wie auch im Himalaya (Nahan) konkordant zueinander zu liegen.

Eine schwache Andeutung steirischer tektonischer Bewegungen mag im östlichen Nordamerika darin liegen, daß in dem atlantischen Küstengebiete die helvetischen Chesapeakeschichten mit leichter Diskordanz über burdigalisch-aquitanischen Ablagerungen auftreten.

Im westlichen Nordamerika (XVI), insbesondere in der pazifischen Küstenzone, ist intramiozänen Alters der Hauptteil der „Antillean Orogeny" Blackwelders[4]), die er in die mittel- bis spätmiozäne Zeit verlegt. Sie gab den Küstenkordilleren von Oregon und Kalifornien ihre wesentliche tektonische Struktur und ist nach Blackwelder nordwärts über die Olympic-Mts in Washington und die Küsteninseln von Britisch-Kolumbien bis Süd-Alaska und sogar bis zu den Alëuten zu verfolgen. So ist z. B. im Bereiche des Kaskadengebirges im Snoqualmie-Distrikt in Washington das ältere Tertiär einschließlich Untermiozän stellenweise bis zur Steilstellung gefaltet und durch granodioritische Batholithen metamorphosiert, und über den eingeebneten Falten

[1]) René Abrard, La structure du système prérifain au Nord de Meknès (Maroc). Ebenda, 1921, t. 21, p. 87ff.

[2]) Blanckenhorn, Handb. Reg. Geol. Syrien etc., S. 49.

[3]) vgl. Oldham, a. a. O.

[4]) E. Blackwelder, Orogenic Epochs in North Amerika, a. a. O., 1914, S. 647; vgl. auch Blackwelder, Handb. Reg. Geol., United States of America, S. 178, 1912.

und Granodioriten liegen jungmiozäne Laven, die selbst nur flache Faltung erfahren haben. Im zentralen Oregon trat im John Day-Becken eine schwache Faltung nach dem Absatze des älteren Miozäns und vor dem Ergusse der jungmiozänen Laven des Columbia-Plateaus ein[1]). Die recht intensiven Faltungen in den Coast Ranges Kaliforniens verlegt R. Arnold[2]) in das „spätere Mittelmiozän"; sie drücken sich in der starken Diskordanz des „obermiozänen" Santa Margarita-Systems über älteren Miozänschichten (Monterey-System) aus. Nach Arnold handelt es sich hier um „the most widespread and important period of diastrophism in the Tertiary history of the Pacific Coast . . . Its effects are visible from Puget Sound to Southern California; it is marked by much readjustment, by local faulting and folding, as by gentle movements of elevation and subsidence".

Die „Antillean Orogeny" soll nach Blackwelder auch durch Südwestmexiko, Honduras nnd andere mittelamerikanische Staaten, sowie über den westindischen Archipel bis Venezuela nachweisbar sein; da aber dort im allgemeinen erst Pliozän diskordant über den Falten und Schollen, die Eozän, Oligozän und zuweilen auch noch älteres Miozän enthalten, auftritt, während Obermiozän fehlt, so ist die Altersbestimmung als intramiozän nicht einwandfrei, vielmehr könnte auch jüngeres oder in Einzelfällen auch vormiozänes Alter in Frage kommen. Überhaupt darf nicht übersehen werden, daß die bisherigen paläontologischen Unterlagen eine ganz unzweifelhafte Parallelisierung der Unterstufen des amerikanischen Jungtertiärs mit den europäischen noch nicht recht gestatten und daß damit auch die ganz sichere Unterlage zur zeitlichen Identifizierung der Faltungen hier und dort noch nicht gegeben ist. Aber daß wenigstens die intramiozänen Faltungen des westlichen Nordamerikas der steirischen Faltung Europas oder doch der einen oder der anderen ihrer beiden Unterphasen entsprechen, darf wohl schon jetzt angenommen werden.

Im übrigen ist die Möglichkeit des Vorhandenseins steirischer Faltungen noch in vielen Erdgebieten gegeben, wo das Untermiozän noch an der Gebirgsbildung teilgenommen hat, jüngeres Miozän und vielleicht überhaupt jüngeres Tertiär aber fehlt.

m) Attische Gebirgsbildung

In der postmiozän-vordiluvialen Zeit sind drei große Faltungen zu unterscheiden, wie aus nachstehendem Schema ersichtlich ist:

---

[1]) E. Blackwelder, 1914, S. 649, nach Merriam und Sinclair.

[2]) R. Arnold, a. a. O., S. 524. Derselbe, The Los Angeles Oil District, Southern California, U. St. Geol. Surv., Bull. 309, 1907, S. 155.

Hangendes:	Diluvium	
		wallachische Faltung
Oberpliozän		
Mittelpliozän	Asti-Stufe Piacenza-Stufe (Piacentin, Plaisancien) = Levantin	
		rhodanische Faltung
Unterpliozän (Pontisch i. w. S.) (Sahélien)	Dazisch Pontisch i. e. S. Mäotisch	
		attische Faltung
Liegendes:	Sarmatikum (Obermiozän)	

Es liegen also

eine vorpliozäne (attische),
eine intrapliozäne (rhodanische) und
eine jung- bezw. postpliozäne (wallachische)

Faltung vor.

In Griechenland und speziell in Attika, findet sich eine scharfe Diskordanz zwischen den gefalteten älteren Neogen-Schichten, Sarmatikum eingeschlossen, und den pontischen Pikermi-Schichten, die sich flach über den gefalteten Untergrund hinweglegen. Schon Gaudry[1]) hatte diese Diskordanz der Trennung des Miozäns und Pliozäns zugrunde gelegt. Nach diesem klassischen Beispiele bezeichne ich ganz allgemein die postsarmatisch-vorpontische Gebirgsbildung als die „attische“[2]). Auch auf Euböa[3]) liegt das die Pikermi-Fauna enthaltende Pontikum diskordant über schwach gefaltetem Sarmatikum.

Diese attische Faltung ist auch außerhalb der ägäischen Gebiete vielfach für die Ausgestaltung der Gebirge und insbesondere ihrer Außenzonen von Bedeutung gewesen.

In Südosteuropa läßt ja das Pontikum i. w. S. die schon gegebene genauere Gliederung in

Dazisch
Pontisch im engeren Sinne
Mäotisch

---

[1]) Gaudry, Animaux fossils et Géologie de l'Attique. Paris 1862—67.

[2]) E. Haug (Traité, S. 1680/81) will zwar die von Th. Fuchs (Denkschr. Ak. Wien, Bd. 37, Abt. 2, 1877, S. 1 ff.) als sarmatisch angenommenen marinen Schichten des Piräus auf Grund von faunistischen Übereinstimmungen mit den altpliozänen Schichten Nordwestafrikas in das Pontikum (Sahélien) stellen, so daß nach ihm die attische Diskordanz eine intrapontische wäre. Aber gerade diese Diskordanz und die durch sie angezeigte Gebirgsbildung unterstützt doch wieder die Zurechnung der Piräusschichten zum Sarmatikum, solange nicht auch sonst einmal Gebirgsbildungen aus der Mitte der pontischen Zeit bekannt geworden sind.

[3]) Deprat, a. a. O.

zu; diese Stufen sind in ihrer Entwicklung und Lagerung ganz besonders gut in Rumänien und Südrußland bekannt geworden, wo namentlich die dazische und die mäotische Stufe als Wirte des Erdöls bedeutungsvoll sind. Gewiß greifen jüngere Horizonte des Pontikums über ältere hinaus, gewiß sind überhaupt mancherlei epirogene Bewegungen im Altpliozän erkennbar, aber wirkliche Diskordanzen, die auf Faltungen hinweisen, fehlen in der mäotisch-pontisch-dazischen Serie[1]). Wohl aber haben wir solche Diskordanzen unter und über dieser Serie, — und auf diejenigen unter ihr kommt es zunächst an.

So zeigt uns im Kaukasusgebiete die Diskordanz der mäotischen Stufe[2]) über dem Sarmatikum starke attische Faltung an.

Auch in der Krim sind nach Andrussow Faltungen zwischen der sarmatischen und der mäotischen Zeit eingetreten. Ferner fehlt es im Karpathengebiete nicht an Spuren attischer Gebirgsbildung. So teilt G. M. David[3]) aus der Moldautafel eine Diskordanz zwischen der mittelsarmatischen „bessarabischen“ und der unterpliozänen „mäotischen“ Serie mit.

Die inneren Zonen der Alpen mit teilweiser Ausnahme der Ostalpen entbehren wie des Miozäns, so auch des Pliozäns und damit der Unterlagen zu einer genauen zeitlichen Festlegung der Phasen des jungtertiären Faltungsvorganges. Günstiger ist in dieser Beziehung die Sachlage in den Randzonen, d. h. im Grenzgebiete gegen das Molasseland, und in den Französischen Alpen auch in den subalpinen Ketten.

Am Nordrande der Schweizer Alpen (V) erkennen wir die Einbeziehung der Molasse in den Faltungsprozeß und ihr Überschobensein

---

[1]) Zwar findet sich im Handb. Reg. Geol., Kaukasus, S. 56, sowohl aus dem Euxinischen, wie Kaspischen Becken eine Faltung zwischen pontischer und dazischer Stufe angegeben. Aber Herr Dr. W. Staub, der Verfasser dieses Teiles des Abschnittes „Kaukasus“, hat mich auf meine Rückfrage wegen der angeblich vordazischen Faltung nachdrücklich zu der Mitteilung ermächtigt, daß hier eine Ungenauigkeit unterlaufen ist. Staubs Aufmerksamkeit war eben beim Schreiben der Arbeit in erster Linie auf die wahrlich nicht leichte stratigraphische Gleichstellung der Schichten gerichtet. So geht auch die „Diskordanz“ zwischen den dazischen Aktschagylschichten und den oberen pontischen Schichten im Kreise Schemacha (a. a. O., S. 39) auf Hebungserscheinungen von epirogener Art und ihnen folgende teilweise ziemlich beträchtliche Erosion zurück. Durch solche Hebungen wurde damals das Kaspische vom Euxinischen Becken getrennt. Und wenn weiter angenommen wird, „daß nach der Ablagerung der mäotisch-pontischen Schichten“ „die Einbrüche des Kuratales und des südlichen Teiles des Kaspischen Meeres sich verschärft haben“, so handelt es sich auch hier um Vorgänge, deren orogener Charakter in keiner Weise erwiesen ist, vielmehr anscheinend um rein epirogene Beckenabsenkungen.

[2]) Sueß, Antlitz der Erde III, 2, S. 11. Ferner: Handb. Reg. Geol., Kaukasus, S. 29, 36. S. Czarnocki, Geol. Erscheinungen im Erdölgebiete von Kuban. Mém. Com. géol. N. S. Livr. 91, St. Petersburg 1914.

[3]) M. G. David, Cercetâri geologice in podisul moldovenese. Anuarul Instit. Geol. al Romaniei, IX, 1922, 69—219.

durch helvetische Schubmassen. Im Vorlande, d. h. im eigentlichen Molassegebiete, ist die in sich konkordante Molasse, die Oberoligozän bis Sarmatikum umfaßt, von der Faltung ergriffen. Pliozän fehlt, — und so ist hier nur zu sagen, daß die Molassefaltung jünger ist als das Sarmatikum und älter als die altdiluvialen Ablagerungen des Schweizerischen Mittellandes.

Dagegen hat sich neuerdings nördlich des Molassegebietes im Schweizer Kettenjura (IV) durch die Untersuchungen Buxtorfs[1]) und seiner Schüler die Möglichkeit einer Gliederung des nachsarmatisch-vordiluvialen Faltungsvorganges in zwei Phasen ergeben, die auch schon Brückner[2]) aus morphologischen Gründen angenommen hatte.

Die erste Phase, die Hauptphase, ist älter als die eigenartige „Wanderblockformation", d. h. die vielfach nur noch in Einzelblöcken erhaltene Aufschüttung eines Flußsystems, das etwa von der Südwestecke des Schwarzwaldes gekommen sein muß und quer über den Faltenjura bis fast zum Schweizerischen Mittellande zu verfolgen ist. Diese Wanderblockformation ist jünger als die obermiozäne Juranagelfluh und wahrscheinlich pontischen Alters, wie Buxtorf und Koch (a. a. O.) auf Grund des Vergleiches mit den Geröllmassen von Charmoille-Pleujouse annehmen möchten, deren pontisches Alter Hummel[3]) nachgewiesen hat. Sie überdeckt im Gebiete von Laufen diskordant Jura, Eozän, Oligozän und Miozän.

Eine zweite und schwächere Phase der postmiozänen Jurafaltung trat dann nach Ablagerung der Wanderblockformation ein.

Unter der Voraussetzung des pontischen Alters der Wanderblockformation ist also die Hauptfaltung des Schweizer Juras in die attische Phase zu verlegen; dann ist die zweite Faltung wohl rhodanischen, vielleicht auch wallachischen Alters. Ist die Wanderblockformation aber jüngeren, etwa mittelpliozänen Alters, so könnte die Hauptfaltung auch der rhodanischen und die Nachfaltung der wallachischen Phase angehören. Aber die weit größere Wahrscheinlichkeit besteht nach dem heutigen Stande der Untersuchungen für die Zurechnung der Hauptfaltung des Schweizer Juras in die postsarmatisch-vorpontische (attische) Phase.

An einzelnen der in der Hauptsache vormiozänen Nord-Süd-Verwerfungen des Tafeljuras sind in postmiozäner Zeit, z. T. wohl zusammen mit der Hauptfaltung des Kettenjuras, unbedeutende posthume Bewegungen erfolgt[4]).

---

[1]) A. Buxtorf und Koch, Pliozänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge, a. a. O., S. 114 ff.

R. Koch, Becken von Laufen, a. a. O.

[2]) Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 477 ff.

[3]) Karl L. Hummel, Tektonik des Elsgaues. a. a. O.

[4]) Alb. Heim, Geologie der Schweiz, I, S. 561.

Die Hauptfaltung der subalpinen Ketten der Französischen Alpen (III), deren westlichster Teil ja wenigstens im Norden als Fortsetzung des Schweizer Juras zu gelten hat, ist jünger als die burdigalisch-vindobonische Molasse, deren Einbeziehung in den Faltenbau z. B. in der Gegend von Grenoble (Grande Chartreuse, Vercors) ein besonders charakteristischer Zug der Tektonik ist. Da es aber, abgesehen von den als jungpliozän angesprochenen ältesten Terrassenschottern der heutigen Flußläufe, an pliozänen Schichten einschließlich Pontikum im allgemeinen fehlt, so ist eine genaue Altersbestimmung der „postmiozänen“ Faltung oder gar ihre Auflösung in Einzelphasen meist nicht durchführbar. Wo aber (s. u.) in dem westlichen Randgebiete der Französischen Alpen und in den nach Westen und Südwesten angrenzenden Gebieten Pontikum auftritt, scheint es im allgemeinen in Konkordanz mit dem Miozän zu stehen und konkordant mit ihm gefaltet zu sein.

Das gilt z. B. für die Seealpen, wenn man, wie im allgemeinen geschieht, die über der grauen Molasse von Vence folgenden Konglomerate und Breccien zur pontischen Stufe stellt; das gilt für das Becken von Digne und anschließende Tertiärgebiete, wie auch für den Mont Luberon (Dep. Vaucluse), wo die pontischen Ablagerungen, die jene durch Gaudry berühmt gewordene Fauna führen, konkordant mit der miozänen Molasse schräggestellt sind; das gilt auch für das Rhonetal, soweit in ihm Ablagerungen pontischen Alters unterschieden werden können. Aus dieser konkordanten Verknüpfung von Sarmatikum und Pontikum mag sich auch die Geneigtheit der französischen Geologen für die Einreihung des Pontikums in das Obermiozän im Gegensatze zu der sonst üblichen Einbeziehung in das Pliozän erklären.

Wenigstens in den genannten Fällen kann also von einer Faltung in der attischen Phase nicht die Rede sein, und das ist zunächst sehr überraschend in Hinblick auf das wahrscheinlich attische Alter der Hauptfaltung des Schweizer Juras. Aber es bleibt zu bedenken, daß in den weitesten Gebieten der subalpinen Ketten und namentlich in deren nördlichem Teile, für den der tektonische Zusammenhang mit dem Schweizer Jura insbesondere gilt, die „postmiozäne“ Faltung wegen Fehlens pontischer Ablagerungen zeitlich nicht genau festzulegen ist und deshalb z. T. auch attisch sein könnte.

In den miozänen Schichten am Rande des Zentralplateaus finden sich im Bas-Vivarais (westlich Montélimar) Aufrichtungen und Verwerfungen, gefolgt von einer vorpontischen Erosionsphase[1]).

Wie in der nördlichen Randzone der Schweizer Alpen, so ist auch in derjenigen der Ostalpen (VI) eine genauere Altersbestimmung der auch hier sehr bedeutungsvollen postmiozänen Faltung wegen des

[1]) Bl. Privas (Nr. 198) d. Carte géol. dét. France 1:80000.

Fehlens pliozäner Ablagerungen nicht durchführbar. Wohl aber geben sich im Drau-Save-Gebiete (VII)[1]) die jungen Faltungen als in der Hauptsache attisch zu erkennen.

Dort hatten wir ja bei Trifail eine Faltung zwischen den oberoligozänen Sotzka-Schichten und der I. Mediterranstufe. Die Hauptfaltung des Tertiärs der dortigen Gebiete erfolgte aber erst nach Ablagerung des Miozäns einschließlich des Sarmatikums und vor der pontischen Zeit. So ist z. B. in der Gegend von Pöltschach die in sich konkordante, die I. und II. Mediterranstufe umfassende Schichtfolge gefaltet und dabei stellenweise bis zur Überkippung aufgerichtet, während Pontikum die wieder eingeebneten Falten flach überlagert. Auch das von Petrascheck[2]) durch das Reichenburger Becken gelegte Profil zeigt die Diskordanz zwischen den pontischen Congerien-Schichten und dem Miozän. Mit dieser postmiozän-vorpontischen Faltung ereignete sich nach A. Spitz[3]) der Vorschub des Bachers gegen Süden.

In den dinarischen Gebieten (X) im Hinterlande von Valona (Albanien) liegt das Piacentin in etwas ruhigerer Tektonik übergreifend über dem intensiver gefalteteten Miozän, das auch noch Obermiozän umfaßt[4]). Es muß also dahingestellt bleiben, ob die Faltung hier in die attische oder die rhodanische Phase (vgl. S. 202) gehört.

In den saxonischen Gebieten (XIII) ist bei Oldenrode-Düderode westlich des Harzes eine Diskordanz zwischen jungem Miozän und jüngerem Pliozän vorhanden (H. Wegele, a. a. O., S. 31).

Im Westerwalde ist die „postbasaltische" Hauptstörungsphase W. Klüpfels (a. a. O.) jünger als die jungmiozänen Basalte, die die Westerwälder Braunkohlenformation überdecken, und älter als allerlei Bildungen frühpliozänen Alters. Bei Lüneburg, Heide in Holstein usw. sind die obermiozänen Glimmertone von der bedeutsamen „jungtertiären" Gebirgsbildung noch mitbetroffen[5]), und damit ist diese frühestens in die attische Phase zu verlegen. Leider fehlt in Nordhannover, Holstein usw. das zur genaueren Altersbestimmung nötige Pliozän.

Im Pariser Becken und Südengland ist die Hauptfaltung nach den miozänen, wahrscheinlich vindobonischen Sables de la Sologne und vor dem pliozänen Diestien, also sehr wahrscheinlich in der attischen Phase, erfolgt.

---

[1]) D. Stur, Geologie der Steiermark, Graz 1871.
Winkler, 1914, a. a. O., S. 280.

[2]) W. Petrascheck, Coal Resources of the World, 1913, S. 1029.

[3]) A. Spitz, Nachgosauische Störungen am Ostrande der Nordkarawanken. Verh. Geol. Reichsanst. 1919, S. 280 ff.

[4]) Ernst Nowack, Bericht über geolog. Forschungen in Albanien. Ztschr. deutsch. geolog. Ges. 1923, Bd. 75, Monatsber., S. 219.

[5]) H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide usw. 4. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ges., 1911, S. 276.

In Spanien scheint, vielleicht abgesehen vom Becken von Granada, wo Haug (Traité, S. 1654) eine Diskordanz pontischer Schichten über solchen tortonischen Alters angibt, Konkordanz in der tortonisch-sarmatisch-pontischen Serie zu herrschen und also attische Faltung zu fehlen. Im Becken des Guadalquivir liegt eine Diskordanz zwischen Untermiozän und Piazentin.

Auch in Portugal ist im Becken des unteren Tajo eine Gebirgsbildung in dem Zeitintervall Torton-Mittelpliozän eingetreten und also der attischen oder der rhodanischen Phase zuzurechnen.

In Nordwestafrika sind Gebirgsbildungen attischen Alters dadurch angedeutet, daß im westalgerischen Küstengebiete die Sahel-Stufe, das marine Äquivalent des Pontikums, an einzelnen Stellen mit winkliger Diskordanz über Torton liegt (Haug, Traité, S. 1651).

Die postmiozäne Faltung verfolgen wir nunmehr von dem ägäischen Gebiete aus, wo sie uns in Attika und Euböa entgegengetreten war, nach Asien und Nordostafrika. Dort ist zwar in vielen Fällen wegen Fehlens des Pontikums in den entscheidenden Profilen die genauere Zeitbestimmung als attisch oder rhodanisch nicht möglich und die Faltung einstweilen also nur als „vormittelpliozän“ zu bezeichnen.

Die gleichen Verhältnisse wie in Attika haben wir auf Samos, indem auch dort eine sehr ausgeprägte, schon 1847 von Spratt betonte Diskordanz durch das Neogen geht, so daß die Pikermiformation diskordant auf den Schichtköpfen sarmatischer Kalke ruht[1]).

Auch auf Cypern, d. h. in der äußersten Südzone des Taurischen Bogens (XIV), haben wir nach Gaudry[2]) eine Diskordanz zwischen Miozän und Pliozän, die wohl derjenigen in Attika und Samos entspricht. Hier handelt es sich um die Erneuerung einer „vorvindobonischen“, wahrscheinlich der savischen Faltung.

Im nordsyrischen Küstengebiete sind die jungmiozänen Ablagerungen noch gestört und vielfach gefaltet, nicht aber das marine Mittelpliozän[3]). Hier handelt es sich also um attische oder rhodanische Gebirgsbildung. In das Intervall Miozän-Mittelpliozän stellt Blanckenhorn auch die „erste Phase der syrisch-arabischen Einbrüche“.

In Ägypten sind nach Blanckenhorn[4]) die Verwerfungen, die am Nordrande der Wüste Miozänschichten betroffen und zugleich den Grabeneinbruch des unteren Nil geschaffen haben, älter als die Transgression der Piacenzastufe und somit gleichfalls attischen oder rhodanischen Alters.

---

[1]) vgl. Oppenheim, Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 1921, Monatsber. S. 17.

[2]) Gaudry, Géologie de l'Ile de Chypre. Bull. Soc. géol. Fr., 1862, Série 2, t. VII, p. 149ff.; vgl. auch Haug, Traité de Géologie, S. 1686.

[3]) Blanckenhorn, Handb. Reg. Geol., Syrien, Arabien, Mesopotamien, S. 54.

[4]) Derselbe, Handb. Reg. Geol., Ägypten, S. 125.

„Vormittelpliozäne“ Gebirgsbildung gibt sich in Armenien dadurch zu erkennen, daß in manchen Gebirgsteilen die sarmatischen Schichten noch stark gefaltet und z. T. sogar überfaltet sind, während die „mittelpliozänen“ Schichten überall horizontal liegen[1]).

In den Iranischen Ketten des südlichen Persiens folgen auf die miozäne Fars-Serie die Bakhtyari-Schichten im allgemeinen konkordant, örtlich aber auch, so am Schahpur in Farsistan, mit Winkeldiskordanz[2]). Mit attischer Faltung haben wir es hier zu tun, wenn es zutrifft, daß die versteinerungsleeren Bakhtyari-Schichten den Siwálik-Schichten Indiens (s. unten) entsprechen. Immerhin ist die Hauptfaltung hier jünger als das Bakhtyari-System (vgl. S. 204, 205).

Es wurde schon S. 189 gesagt, daß in der nördlichen Gebirgsumwallung Indiens (XV) Miozän und Siwálik bezw. Manchhar, die ja pontische Fauna umschließen, konkordant zueinander liegen, wo immer sie zusammen vorkommen, und das zeigt das Fehlen attischer Faltungen an. Das Manchhar des Sind enthält anscheinend außer der pontischen noch eine etwas ältere Fauna[3]), und die Schichtmasse ist in sich völlig konkordant. Auch in Britisch-Burma, und zwar sowohl am Außenrande des Burmanischen Lagers (Naga-Hills)[4]) wie im Irawadi-Gebiete[5]), scheint eigentlich durchweg Konkordanz zwischen der Irawadi-Gruppe bezw. den sonstigen Vertretern des Siwálik und dem unterlagernden Tertiär (miozäne Yenangyung-Gruppe im Irawadigebiete) zu herrschen. Nur ganz örtlich, so im Magwe-Distrikte (Irawadi), scheinen ganz schwache Diskordanzen zwischen dem die pontische Fauna führenden Irawadi-Systeme und den unterlagernden miozänen Yenangyung-Schichten[6]) geringe Bodenbewegungen attischen Alters anzudeuten. Auch die von Pascoe[7]) gegebenen Bilder lassen erkennen, daß die „Unconformities“ unter dem Irawadi-Systeme nur sehr schwach „angular“ sind.

Zu erörtern ist nunmehr die etwaige Anteilnahme der attischen Gebirgsbildung an der postuntermiozänen Hauptfaltung der südostasiatischen Inselwelt.

Wäre auf Sumatra attische Faltung eingetreten, so müßte wohl irgendwo in der außerordentlich mächtigen jungmiozän-pliozänen Palem-

---

1) Oswald, Handb. Reg. Geologie, Armenien, S. 25.

2) G. E. Pilgrim, a. a. O., S. 52ff., S. 65.

3) Max Schlosser, Die fossilen Säugetiere Chinas. Abhdl. Math.-Phys. Kl. Bayr. Akad. Wiss., Bd. 52, München 1906, S. 208.

4) F. R. Mallet, On the Coal-fields of the Naga-Hills. Mem. Geol. Surv. India 1876, Vol. XII; ferner Oldham, a. a. O., S. 332.

5) Oldham, a. a. O.

6) G. E. Grimes, Geologie of parts of the Myingyan, Magwe and Pakokku District, Burma. Mem. Geol. Surv. India, 1900, Vol. 28, S. 30ff.

7) E. H. Pascoe, The Oil-fields of Burma. Mem. Geol. Surv. India, Vol. XL, 1912, insbes. S. 29 u. Taf. 10—12.

bang-Serie eine Diskordanz stecken. Aber nichts derartiges ist bekannt geworden. Auf Celebes sind die Falten, die Aquitan und Burdigal noch enthalten, durch jüngere detritogene Sedimente von wohl pliozänem Alter überdeckt. Auf Timor hat die Hauptfaltung, verbunden mit den von Wanner[1]), Molengraaf[2]) und Brouwer[3]) beschriebenen Deckenüberschiebungen („Fatus"), noch das Altmiozän ergriffen. Jünger ist ein pliozäner Globigerinenschlamm. Im Fortstreichen von Timor, d. h. auf den Molukken und insbesondere im Timor-Ceram-Bogen, begegnet uns immer wieder eine starke Faltung, von der die untermiozänen Schichten noch betroffen sind, während jüngeres Miozän hier fehlt.

Ebenso sind auf den Philippinen[4]) Miozänschichten von aquitanisch-burdigalischem Alter in die Faltung einbezogen. Auch hier fehlt jüngeres Tertiär, soweit nicht etwa ungefaltete Riffkalke, die bis 300 Fuß ansteigen, pliozänen oder gar jüngstmiozänen Alters sein könnten.

Auf Formosa, den Riukiu-Inseln und Japan ist gleichfalls Altmiozän in die Faltung einbegriffen.

Eine genauere Altersbestimmung der vorgenannten Faltungen Südostasiens bleibt also noch abzuwarten. Daß sie attisch sein sollten, ist bei vergleichender Betrachtung der Verhältnisse auf Sumatra und überhaupt bei der anscheinend so geringen Bedeutung gerade dieser Faltung in den südasiatischen und anscheinend auch in den pazifischen Gebieten nicht gerade wahrscheinlich.

Auf Neuseeland, wo wir es mit einer ziemlich vollständigen Serie jungtertiärer Schichten zu tun haben, sind tektonische Bewegungen zwischen „Miozän" und „Pliozän" nur in schwachen „unconformities" angedeutet[5]).

In der Region der jungtertiären Faltungen des pazifischen Nordamerikas (XVI) scheint ziemlich durchweg völlige Konkordanz zwischen Miozän und Pliozän, soweit beide zusammen vorkommen, wie auch innerhalb des Pliozäns zu herrschen, so z. B. innerhalb des jungmiozän-pliozänen Fernando-Systems in Kalifornien[6]). Eine unbedeutende

---

[1]) J. Wanner, Geologie von West-Timor. Geol. Rundsch., IV, 1913, S. 136.

[2]) A. F. Molengraaf, Folded mountain-chains, overthrust sheets and block-faulted mountains in the East-Indian archipelago. C. R. XII. Int. Geol. Congr. Toronto 1913, Ottawa 1915, S. 691.

Derselbe, L'Expédition Néerlandaise à Timor en 1910—1912. Arch. Néerl. des Sciences Exactes et Naturelles, Série III, B. II, 1915, S. 395.

[3]) H. A. Brouwer, Über Gebirgsbau und Vulkanismus in den Molukken. Geol. Rdsch. 1917, Bd. VIII, S. 197ff.

[4]) Warren D. Smith, Handb. Reg. Geol., Philippine Islands, 1910.

[5]) W. N. Benson, a. a. O., S. 11.

[6]) vgl. z. B. Ralph Arnold, Geology and Oil Resources of the Summerland District, Santa Barbara County, California. U. St. Geol. Surv., Bull. 321, 1907.

Ralph Arnold and Robert Anderson, Geology and Oil Resources of the Santa Maria Oil District, Santa Barbara County, California, ebenda, Bull. 322, 1907.

Ausnahme zeigt sich in Oregon im Gebiete des Columbia-Plateaus in der diskordanten Lagerung der pliozänen Rattlesnake-Serie über Miozän[1]). Auch kann man vielleicht als synorogen gewisse Hebungsvorgänge bezeichnen, die den Raum des pliozänen Meeres gegenüber demjenigen des miozänen stark eingeengt haben (R. Arnold, a. a. O., 1909, S. 529).

n) Rhodanische Gebirgsbildung

Die postpontisch-vorlevantinische (vorpiacentinische) Phase der postmiozänen Gebirgsbildung bezeichne ich als „rhodanisch" nach ihrer Verbreitung und der Möglichkeit ihrer genaueren Altersbestimmung im Gebiete der Rhone und ihrer Zuflüsse. Da bisher nirgends eine Diskordanz zwischen Piacentin und Asti-Stufe gefunden zu sein scheint, so haben auch wohl die zwischen Pontikum und Asti-Stufe erkennbaren Gebirgsbildungen als rhodanisch zu gelten.

Im Alpengebiete (VIII) besteht die Möglichkeit, wie sich schon aus den Ausführungen im vorangegangenen Kapitel ergibt, daß die Faltung des Molassevorlandes und der nördlichen Randzone der Schweizer Alpen (V) und Ostalpen (VI) wenigstens z. T. erst in der rhodanischen Phase erfolgt sei. Mit größerer Wahrscheinlichkeit ist die jüngere Phase der postmiozänen Faltung des Schweizer Kettenjuras (IV) hierherzustellen, wenn auch schließlich geringe Möglichkeit besteht, daß sie erst von wallachischem Alter, dafür aber die Hauptfaltung von rhodanischem sei. Außer auf die Arbeiten von Buxtorf und Koch (a. a. O.) verweise ich auf diejenige von K. Hummel über den Elsgau (a. a. O.). In ihr wird die Auffaltung des Kettenjuras und der kleineren Antiklinalen des Elsgau-Tafellandes in das jüngere Pliozän verlegt, da die unterpliozänen Flußschotter mit Dinotherium giganteum (a. a. O., S. 26—28) an der Faltung teilgenommen haben und „das Vorkommen von unterpliozänen Vogesenschottern im Becken von Delsberg zeigt, daß zur Unterpliozänzeit die hohen Ketten noch nicht vorhanden waren."

Am Südrande der Alpen ist zwischen Como und Varese die unter- bis mittelmiozäne Nagelfluh noch von der Faltung betroffen. Pontikum fehlt hier, wohl aber überdeckt das Mittelpliozän, selbst flach gelagert, die aufgerichteten Schichten, indem es fjordartig in den Alpenkörper eingreift. Dagegen sind pontische Schichten in den Venezianer

---

[1]) Haug, Traité, S. 1705, nach J. C. Merriam, A Contribution to the Geology of the John Day Basin. Univ. of Calif. Bull. Dep. of Geol. II, 1901, S. 269—314.

Voralpen in konkordantem Verbande mit Miozän vorhanden und gleich diesem aufgerichtet, während jüngeres Pliozän ihnen flach angelagert ist[1]. Somit muß wohl überhaupt die letzte Faltung der Südalpen in die rhodanische Phase verlegt werden.

Ebenso liegt die Hauptphase der postmiozänen Faltung im südöstlichen Frankreich (II u. III) in der Zeit nach dem Pontikum und vor der mittelpliozänen (piacentinischen) Transgression, die entlang der Rhone fjordartig bis 20 km südlich Lyon reichte und auch in die Nebentäler, so in dasjenige der Durance, eintrat und die auch im Roussillon, im Languedoc, in der Provence, sowie im Bereiche der Seealpen und des Ligurischen Apennins über die heutigen Küstenlinien vordrang.

So sind in den Seealpen bei Vence (nordwestlich von Nizza) das marine Miozän und die dieses überdeckenden Konglomerate und Breccien von wahrscheinlich pontischem Alter (vgl. S. 194) noch von der Faltung ergriffen, und über ihnen liegen, z. T. mit ihnen verfaltet, Trias und Jura in einer südwärts bewegten Deckscholle[2]; demgegenüber ist die Piacenza-Stufe nur gehoben und teilweise schräg gestellt. Im Durancegebiete sind am Ostrande der Becken von Digne und Valensole-Riez die pontischen Konglomerate, die dort so außerordentliche Verbreitung und Mächtigkeit haben („Poudingue de Riez et Valensole“), aufgerichtet und von Osten her durch die jurassischen und kretazischen Gesteine der subalpinen Ketten überschoben, wie z. B. bei Courbons nördlich von Digne[3] und an vielen Stellen weiter südlich zu beobachten ist[4]. Damit liegt es aber nahe, die jungtertiären, mit Überschiebungen vielfach verknüpften Faltungen auch innerhalb der angrenzenden subalpinen Ketten in der Hauptsache in die rhodanische Phase zu verlegen, und zwar wohl nicht nur dort, wo miozäne Molasse noch vorhanden ist, wie im Becken von Tanaron, sondern auch weiterhin, wo auch das Miozän nicht mehr vertreten ist und die tertiäre Schichtfolge mit der oligozänen Roten Molasse abschließt, wie im Gebiete der Sasse bei Bedouin und im Grand Valon bei Faucon usw.

Alles in allem spricht also eine erhebliche Wahrscheinlichkeit dafür, daß im Schweizer Jura zwar die vorpontische (attische) Phase als Hauptphase zu gelten hat und ihr gegenüber die postpontische (rhodanische) zurücktritt, in den französischen subalpinen Ketten und insbesondere im südlichen Teile derselben die Hauptfaltung aber erst in der rhodanischen Phase erfolgt ist.

---

[1] G. Stefanini, Monografia sui terreni terziari del Veneto II. Jl Neogene. Mem. Istit. Geol. Univ. Padova, III, 1915. Vergl. z. B. das bei E Kayser, Geol. Formationskunde IV (6. u. 7. Aufl.), S. 361 abgedruckte Profil durch das Lierzatal.

[2] Zürcher, Bull. Serv. Carte géol. France, Bd. XVI, 1904/05, S. 138.

[3] Haug, Chaînes subalpines usw., a. a. O.; ferner: Traité de Géologie, S. 1630.

[4] Notice explicative z. Bl. Castellane (Nr. 234) 1 : 80000.

Auch die jüngere Faltung (Hauptfaltung) des Mont Luberon, der wie überhaupt die Ost-West-Ketten westlich der Durance die erste Faltung in der pyrenäischen Phase erfahren hatte (vgl. S. 170), ist nach Ablagerung des Pontikums erfolgt, wie bei Cucuron am Südhange des Mont Luberon zu erkennen ist[1]). Mit dieser jüngeren Faltung des Luberon steht südöstlich und südlich dieses Gebirges die Aufrichtung der pontischen Konglomerate am rechten Ufer der Durance vom Pic d'Orion bei Villeneuve bis hinaus über Villelaure in Zusammenhang[2]).

In die rhodanische Phase gehören gewiß auch die im Gebiete der savischen Überschiebungen von Gigondas-Suzette westlich des Ventoux (s. S. 179) erkennbaren posthumen Faltungen, die das Miozän z. T. noch steilgestellt haben (vgl. P. Termier und L. Joleaud, a. a. O.).

Im Rhonetal (II) schließt das marine Miozän mit dem „Torton" ab, dessen hangendster Teil auch noch Sarmatikum vertreten mag. Anscheinend ohne Unterbrechung folgt dann eine brackische, später limnische, dann fluviatile Sedimentation aus pontischer Zeit. Diese ganze Schichtfolge ist schräggestellt und flach gefaltet, während sich die mittelpliozänen Absätze, beginnend mit den brackischen Schichten mit Congeria subcarinata von Bollène, Théziers usw., ihr diskordant an- und auflagern[3]).

Bei Montpellier (Languedoc) haben wir eine große Lücke zwischen dem Burdigal und der diskordant darüber liegenden Asti-Stufe, und es ist anzunehmen, daß auch hier die Diskordanz mit der rhodanischen Faltung zusammenhängt.

In Nordwestafrika transgrediert marines Mittelpliozän in den Küstengebieten von Tunis, Westalgier und Marokko. Leichte Diskordanzen, die sich zwischen ihm und der Sahel-Stufe im westlichen Algier im Gebiete des Tellatlas, so z. B. im Cheliftale, finden[4]), bringen unbedeutende rhodanische Gebirgsbildungen zum Ausdruck. Die „unzweifelhafte Winkeldiskordanz" zwischen Sahélien und Plaisancien des Tellatlas bestätigt Dalloni (1915 a. a. O). In Südtunis weist L. Joleaud[5]) auf Faltungen zwischen Sahélien und Plaisancien, also solche rhodanischen Alters, hin; er geht bei der Altersbestimmung der Pliozänablagerungen so weit, gewisse Schichten schon wegen ihrer flachen Lagerung zum Plaisancien und andere, da noch von tektonischen Bewegungen betroffen, zum Sahélien zu stellen.

---

[1]) Depéret, Congr. géol. intern. VIII, 1900, Guide XIIa, S. 26.

[2]) Notice explicative zu Bl. Forcalquier 1 : 80000 (Nr. 223).

[3]) Depéret, a. a. O., S. 9 u. 20. Haug, Traité, S. 1627. Ferner Bl. Orange (210) und Avignon (222) 1 : 80000.

[4]) Brives, a. a. O.

[5]) L. Joleaud, Sur la géologie du Sahel et l'Extrême-Sud tunisiens. Bull. Soc. géol. Fr., Série 4, t. 18, 1919, p. 178 ff.

Von der Möglichkeit des Auftretens rhodanischer Faltung auch in den Dinariden, Südspanien, Portugal, Ägypten und Nordsyrien war schon S. 195 und 196 die Rede.

Im Kaukasusgebiete (XII)[1]) sind die pontischen Schichten noch gefaltet, und zwar zunächst durch eine zwischen der dazischen und der levantinischen Zeit eingetretene Orogenese, die z. B. im östlichen Teile des nördlichen Kaukasus in der Diskordanz der levantinischen Baku-Stufe über den dazischen Apscheron- und Aktschagylschichten zum Ausdruck kommt, während im Westen, im Kubangebiete, postdazische Schichten fehlen. Diese Diskordanz rhodanischen Alters ist namentlich aus den Ölgebieten von Baku bekannt.

Die rhodanische Faltung der Außenzone der Westalpen dürfte auf asiatischem Boden ihr Gegenstück in den z. T. recht erheblichen Faltungsvorgängen haben, die in der Außenzone des Himalaya (XV) in der Diskordanz zwischen Mittlerem und Oberem Siwálik[2]) erkennbar sind. Sie scheint aber in den Außenzonen des Iranischen Bogens im Sind und im Burmanischen Bogen, wie auch auf Sumatra, Java usw. zu fehlen, wie sich aus der Konkordanz innerhalb der dem Siwálik entsprechenden Schichtfolgen ergibt.

o) Wallachische Faltung

Im Ausgange des Pliozäns sind in mehreren Teilen der Erde nicht unerhebliche Orogenesen eingetreten, und zwar sowohl noch echte Faltungen in den äußeren Randzonen junger Hochgebirge, wie Schollenbewegungen in Gebieten älterer Faltung. Ich bezeichne sie nach dem namentlich durch Mrazec untersuchten Randgebiete der Südkarpathen (s. unten) als die „wallachischen“. Einstweilen muß noch dahingestellt sein, ob wir es mit nur einer Phase am Ende des Pliozäns zu tun haben oder ob diese schon eine etwas ältere Vorphase gehabt hat.

Am Außenrande der Südkarpathen (XI) ergriff diese letzte Faltung des rumänischen Karpathengebietes insbesondere die Miozän-Pliozänbildungen der subkarpathischen Zone und schweißte hier neue Ketten an den Karpathenkörper an. Auch Deckenbewegungen traten damals noch ein. Vorwiegend in diese Phase wird die injektive Hochbewegung der rumänischen Salzmassen in den Kernen „diapirer“ Falten (Mrazec) verlegt.

Im Kaukasusgebiete (XII) hat der letzte Ausklang der faltenden Vorgänge noch die levantinischen Baku-Schichten, aber nicht mehr die altdiluviale aralokaspische Stufe betroffen[3]); es ist anzunehmen, daß dieses gleichzeitig mit der wallachischen Faltung des Außenrandes der rumänischen Karpathen geschah.

---

[1]) vgl. Handb. Reg. Geol., Kaukasus, S. 43, 56.

[2]) Oldham, a. a. O., S. 466 ff.

[3]) Handb. Reg. Geologie, Kaukasus, S. 43.

Die mittelpliozänen Süßwasserablagerungen der Bresse sind am Außenrande des Französischen Juras noch aufgerichtet. Nach Argand[1]) handelt es sich hier um posthume Bewegungen in einer Vortiefe, die sich zwischen Jura und Zentralmassiv gebildet hatte.

Eine geringe Faltung des marinen Mittelpliozäns ist ferner an der unteren Rhone (II) eingetreten[2]). Im Küstengebiete der Seealpen (III) weist auf postpiacentinische Vorgänge die Schrägstellung des marinen Piacentins hin, das sich östlich des Var an der Route d'Aspremont bis 350 m Höhe erhebt[3]).

Als ein ganz junges Gebirge gilt ja im allgemeinen der Apennin (IX), in dem die mittelpliozänen Meeresablagerungen bis 1200 m Meereshöhe gehoben sind. Daß aber hierbei zu einem wesentlichen Teile epirogene Vorgänge gewirkt haben, zeigt die vielfach noch flache Lagerung dieses Pliozäns an. Doch sind auch Faltungserscheinungen in ihm nachweisbar, die wohl mit der wallachischen Faltungsphase in Verbindung zu bringen sind. Sie sind aber unbedeutend gegenüber den älteren Faltungen des Apennins, insbesondere denjenigen von pyrenäischem Alter.

Im äußersten Westen des Atlas-Gebietes ist Piacentin[4]) noch gefaltet, und in Westalgier setzen nach Dalloni (a. a. O., 1915, S. 454) in den Pliozänschichten einschließlich Oberpliozän Verwerfungen auf, die zwischen Oberpliozän und Diluvium entstanden sein müssen.

Nach Blanckenhorn[5]) ist in Syrien die zweite Phase der arabisch-syrischen Einbruchsvorgänge jünger als Piacentin und Asti-Stufe, aber älter als das älteste Diluvium.

Im westlichen Kleinasien sind im Bereiche der Großfalten („Ova") Pencks und insbesondere in deren Randzonen Schichten levantinischen Alters von örtlichen Verwerfungen, Schleppungen und Faltungen betroffen und von einer jungen Verebnung abgeschnitten[6]). Es liegt nahe, den hier zum Ausdruck kommenden orogenen Akt, der die (epirogene) Großfaltenbildung unterbrach, in die wallachische Dislokationsphase zu stellen (vgl. S. 31 u. 32).

---

[1]) Plissements précurseurs usw., a. a. O., S. 14/15.

[2]) vgl. Not. explicat. zu Bl. Privas 1 : 80000 (Nr. 198), sowie L. Collot, Pliocène et Quarternaire du Bas-Rhône. Bull. Soc. géol. Fr. 1904, 4e Série, Tome IV, S. 401 ff.

[3]) Tournouër, Note paléontologique sur quelques-uns des terrains tertiaires observés dans la Réunion extraordinaire de la Soc. géol. à Fréjus et à Nice. Bull. Soc. géol. Fr 1876/77, 3e Série, Tome V, S. 841 ff.

[4]) L. Gentil, La Géologie du Maroc etc., a. a. O., S. 138.

[5]) M. Blanckenhorn, Handb. Reg. Geol., Syrien usw., S. 54 ff., Tabelle S. 50.

[6]) Walth. Penck, Tektonische Grundzüge Westkleinasiens, a. a. O., S. 18 ff. Vgl. auch St. X, S. 205.

Auch in den Gebieten der saxonischen Faltung (XIII) sind pliozäne Schichten hier und da noch von etwas erheblicheren Dislokationen betroffen, so daß die Möglichkeit oder gar die Wahrscheinlichkeit des Zugehörens der Dislokationen zur wallachischen Phase gegeben ist.

So haben nach Soergel[1]) in Thüringen an der in ihrer ersten Anlage alttertiären oder jungmesozoischen Ilmtalstörung Sande, die wohl sicher pliozän und wahrscheinlieh oberpliozän sind, noch tektonische Bewegungen erlitten. Nach demselben Autor ist an der Remdaer Störungszone das Dienstedter Oberpliozän beträchtlich versenkt, — „so beträchtlich, daß eine diluviale Störungsphase gar nicht in Frage kommt" —; und auch im Tannrodaer Sattel und bei Rippersroda scheinen jungpliozäne Dislokationen eingetreten zu sein.

Bei Willershausen östlich des Harzes sind nach der Darstellung von H. Wegele (a. a. O.) oberpliozäne Ablagerungen mit Mastodon arvernensis noch um Beträge von etwa 10 m verworfen.

In Niederhessen sind bei Buchenau (südlich Hersfeld) braunkohleführende Schichten von wahrscheinlich jungpliozänem Alter nach unveröffentlichten Untersuchungen von C. Dietz grabenartig eingebrochen und dabei muldenförmig gestellt.

Im Niederrheingebiete sind nach Fliegel[2]) an manchen Orten der nördlichen Ville schwache Aufwölbungen des Pliozäns unter dem flachlagernden Diluvium vorhanden.

W. Klüpfel (a. a. O.) begründet eine „pliozäne Störungsphase" auf die vor Ablagerung der altdiluvialen Hauptterrasse des Rheines am Ostrande des Neuwieder Beckens eingetretene Verwerfung der pliozänen Kieseloolithschotter. Sodann sind jünger als Sande und Kiese, die ins Oberpliozän gestellt werden, sehr erhebliche Bewegungen an der östlichen Randspalte des Rheintalgrabens, die sich z. B. aus Aufschlüssen in Darmstadt ergeben[3]), wie auch Bruchabsenkungen im Rheingau[4]). Ferner kommt die wallachische Phase für Verwerfungen in den „oberpliozänen" Braunkohlenablagerungen der Wetterau in Betracht.

Die Hauptfaltung der Iranischen Ketten Südpersiens hat nicht nur das Miozän (Fars-Serie), sondern im allgemeinen in gleicher Weise wie dieses auch die vorherrschend konglomeratischen Massen des mächtigen Bakhtyari-Systems ergriffen, das von Pilgrim als gleichaltrig

---

[1]) Soergel, Beiträge z. Geologie v. Thüringen III: Das Alter der Ilmtalstörung. Zentralbl. f. Min. usw. 1923, S. 107ff.

[2]) G. Fliegel, Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Abhdl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 92, 1922, S. 55; vgl. z. B. Abb. 5, die in der Hauptsache allerdings eine Verwerfung diluvialen Alters veranschaulicht.

[3]) Wenz, Mainzer Becken, 1921, S. 227.

[4]) vgl. u. a. Profil zu Bl. Hochheim-Raunheim 2. Aufl., 1923, bearbeitet von A. Leppla und A. Steuer. Lief. 15 d. geol. Spezialk. v. Preußen usw.

mit dem Siwálik Indiens aufgefaßt wird (Pilgrim, a. a. O., S. 52ff., S. 59). Auch im Gebiete des Hindukusch, den wir wohl als Teil der Innenzone des großen Iranischen Bogens aufzufassen haben, sind die dem Siwálik entsprechenden grobklastischen Gesteine vielfach noch aufgerichtet (vgl. H. H. Hayden, a. a. O.).

In den Randketten Indiens (XV), und zwar sowohl im Indusgebiete, wie in der subhimalayischen Gebirgszone, ist die — abgesehen von unbedeutenden jungen Nachklängen — letzte Faltung nach Ablagerung der Siwálikschichten, die noch oberpliozäne Fauna führen, eingetreten. Dasselbe gilt für den Burmanischen Bogen.

Die junge Faltung des Burmanischen Bogens und damit auch der subhimalayischen Gebiete findet ihre Fortsetzung in der jungen Faltung von Sumatra[1]), Java und anscheinend auch noch des südlichsten Borneo. Sie hat sich insbesondere im Raume jener neogenen Geosynklinale abgespielt, die im Westen bezw. Süden von dem geautiklinalen äußeren malayischen Gebirgsbogen (Arakan Yoma—Andamanen—Nikobaren—Barisangebirge Sumatras—kristalline Massive Javas), im Osten bezw. Norden von dem geantiklinalen inneren malayischen Bogen (ostburmanisches Gebirge—Malakka—Banka—Billiton usw.) umrahmt wird. Von dieser Faltung sind noch die jüngsten Neogenbildungen, die sog. oberen Palembangschichten, ergriffen, die mit den sie unterlagernden Schichten bis hinab zum Oligozän eine ungemein mächtige und in sich konkordante Serie bilden; älteres Pleistozän überdeckt horizontal die Falten, die insbesondere in den Erdölgebieten in allen Einzelheiten bekannt geworden sind.

So erkennen wir also eine jüngstpliozäne Faltung von großer Bedeutung in der gewaltig langen Zone, die von Mesopotamien bis zum Malayischen Archipel reicht, nämlich im Iranischen Bogen von Luristan bis Belutschistan, in den Indusketten und der SaltRange, in den subhimalayischen Ketten, im Burmanischen Bogen und auf Sumatra und Java.

Auf Grund dieser Erfahrungen ist aber wohl anzunehmen, daß nicht nur auf Sumatra und Java, sondern auch sonst in der malayischen und vielleicht auch in der anschließenden pazifischen Inselwelt die jungtertiäre Hauptfaltung zum wesentlichen Teile erst wallachischen Alters gewesen ist.

Starke Faltungen, die das marine Pliozän noch betroffen haben, sind in den ölführenden Gebieten Südkaliforniens (XVI), die schon im Miozän eine bedeutende Faltung erfahren hatten (vgl. S. 190), durch Bohrungen

---

[1]) Aug. Tobler, Topograph. und geol. Beschreibung der Petroleumgebiete bei Moeara Enim (Süd-Sumatra). Tijdschr. van het Kon. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap 1906, S. 271ff. u. Tabell. Übersicht. Hinsichtlich der neogenen Geosynklinale Sumatras usw. vergl. auch M. E. Schürmann, 1923, a. a. O.

nachgewiesen worden. Bei Santa Barbara hat sich die Faltung bis zur Überkippung der Pliozänschichten und Bedeckung durch älteres Tertiär gesteigert, und nach dieser Örtlichkeit spricht E. Blackwelder (a. a. O., 1914, S. 649) von der „Santa Barbara Orogeny". Die starke Intensität dieser Faltungen ist auch aus den Mitteilungen und Bildern, die R. Arnold aus dem Summerland-Distrikt gegeben hat, ersichtlich[1]). Lokalisierung der Faltungsvorgänge erkennen wir in der Gegend von Los Angeles, wo in nur einer halben Meile Abstand von einer Zone der Faltung völlige Konkordanz zwischen Pliozän und Pleistozän gewahrt ist (R. Arnold, 1909, S. 528).

Der Einfluß dieser spätpliozänen orogenen Vorgänge auf die mehr epirogene Entwicklung der östlichen Bergzüge Kaliforniens ist aus den Mitteilungen von A. C. Lawson[2]) ersichtlich.

Zur „Santa Barbara Orogeny" gehören nach Blackwelder außerhalb Kaliforniens wahrscheinlich die leichten Flexuren in den jungmiozänen Laven des zentralen Oregons und des Kaskadengebirges, wie auch die jüngsten schwachen Faltungen in der Olympic Range. Ganz allgemein ist zu sagen, daß in den Coast Ranges das Pliozän selten flach liegt[3]). Le Conte[4]) verlegt in den Ausgang des Pliozäns neben Faltungen die Entstehung von Blockverwerfungen in den Basin Ranges und deren Randgebirgen, nämlich der Sierra Nevada im Westen und den Wahsatch Mts im Osten, wie auch in Alaska in der St. Elias-Range.

In Mittelamerika sind jungpliozäne Sedimente im atlantischen Küstengebiete von Guatemala und Honduras noch gefaltet und verworfen (Sidney Powers a. a. O.). Dagegen scheint in den Antillen, wie Blackwelder hervorhebt, diese Faltung zu fehlen, vielmehr pflegen dort die ziemlich verbreiteten Pliozänschichten flach zu liegen.

p) Rückblick auf die alpidischen Gebirgsbildungen

Nach den vorangegangenen Einzelschilderungen versuchen wir einen Überblick über die relative Bedeutung der einzelnen Phasen der alpidischen Gebirgsbildung zu erhalten.

Ich verstehe dabei unter der „Stammfaltung" eines Gebirgssystemes die älteste bedeutsame Faltung, die das Gebirge als solches, und zwar im allgemeinen zunächst in seinen inneren Zonen, in Erscheinung bringt. Man sollte von „Stammfaltung" aber nur bei größeren

---

[1]) Ralph Arnold, Geology of the Summerland Distrikt, California, a. a. O.

[2]) Andrew C. Lawson, The Geomorphology of the Coast of Northern California. Univ. of Calif. Bull. Dep. of Geol., Vol. I, Nr. 8, 1893; vgl. auch ebenda, Nr. 4.

[3]) E. Blackwelder, Handb. Reg. Geol., U. St. of Am., S. 197.

[4]) Le Conte, Critical Periods in the History of the Earth. Univ. of Calif. Bull. Dept. Geol., Vol. I., 1895, S. 313—336.

Gebirgseinheiten sprechen, nicht bei solchen, die nur durch den Anbau an ältere entstanden sind, mögen sie dabei auch eine gewisse Individualität verraten. So könnte man vielleicht versucht sein, die attische Faltung des Schweizer Juras als eine „Stammfaltung“ zu betrachten, wenn nicht eben der Schweizer Jura eine jüngere Angliederung an eine größere Einheit mit älterer Stammfaltung wäre.

Die Stammfaltung ist also nicht die überhaupt älteste Faltung eines Gebirges, sondern seine älteste starke Faltung. Ihr gegenüber stehen einerseits schwächere vorangegangene Faltungen, die das Gebirge noch nicht als bedeutsame Einheit haben in Erscheinung treten lassen, und anderseits nachfolgende („posthume“) Faltungen, die zum guten Teile „Anfaltungen“ sind, d. h. die das Gebirge durch ihr „Wandern“ in die vorher nicht gefalteten Außenzonen, insbesondere die Vortiefen, verbreitern.

Blicken wir vergleichsweise auf die variscische Faltung zurück, so erkennen wir im variscischen Bogen Mitteleuropas die sudetische Faltung als Stammfaltung, aber schon die asturische als eine Anfaltung. Demgegenüber herrscht saalische Stammfaltung z. B. im Ural und Donezgebiete, wie auch in den Alleghanies.

Die Erkennung der Stammfaltung ist oft dadurch sehr erschwert, daß in den inneren Gebirgszonen, die vornehmlich betroffen sind, nach ihr die Sedimentation zunächst unterblieben ist oder die Ablagerungen nachträglich beseitigt worden sind. Ich verweise auf die Alpen, wo das austrische Alter der Stammfaltung für die Ostalpen feststeht, für die Westalpen aber nur nach Analogie der Ostalpen angenommen werden könnte. Große Vorsicht scheint auch hinsichtlich des Alters der Stammfaltung der Inselbögen geboten, denn unter Umständen sind diese nur Außenzonen zu jetzt versunkenen älteren Bauten. Hier besteht die Gefahr der Verkennung des höheren Alters der Stammfaltung in besonderem Maße.

Ich teile die alpidischen Faltungen zunächst rein zeitlich in die vortertiären, die alttertiären und die jungtertiären und bezeichne die vortertiären als die altalpidischen, die alttertiären als die mittelalpidischen und die jungtertiären als die jungalpidischen. Dabei rechne ich die laramische Faltung, die an der Grenze von Kreide und Tertiär eingetreten ist, noch zu den altalpidischen, die savische, die an der Grenze von Alt- und Jungtertiär erfolgte, noch zu den mittelalpidischen. Somit ergibt sich das umstehende Schema.

Diese Einteilung in alt-, mittel- und jungalpidisch ist nun wenigstens für viele Gebiete nicht nur eine schematisch zeitliche, sondern bis zu einem gewissen Grade auch sachlich zu begründen. Besonders gilt das für den Gegensatz von alt- und jungalpidisch, während die mittelalpidischen Faltungen in verschiedenen Gebieten in verschiedener Weise

jungalpidisch (jungtertiär)	wallachisch rhodanisch attisch steirisch
mittelalpidisch (alttertiär)	savisch pyrenäisch
altalpidisch (vortertiär)	laramisch subhercynisch austrisch jungkimmerisch altkimmerisch

eine Mittelstellung einnehmen und sich hinsichtlich ihrer Wirksamkeit hier mehr an die altalpidischen, dort mehr an die jungalpidischen anschließen.

Wir haben es nämlich in den altalpidischen Phasen vorwiegend mit *Stammfaltungen* zu tun, in den jungalpidischen aber nur noch mit weiteren Ausgestaltungen der Gebirge, und zwar im allgemeinen weniger in den Kernzonen, als vielmehr in den Vorzonen, d. h. also hauptsächlich mit jungen Angliederungen, insbesondere „Molasseangliederungen“, wobei ich unter „Molasse“ ganz allgemein die in den Saumtiefen der Gebirge sich ansammelnden Abtragungsprodukte der älteren Gebirgsbauten verstehe.

Was nun die altalpidischen Faltungen anlangt, so könnte man schwanken, ob man die *altkimmerische* Gebirgsbildung, die nur in wenigen Erdgebieten größere Bedeutung hat, nicht noch zur variscischen Faltung ziehen sollte. Denn im südlichen Afrika, wo sie besondere Wichtigkeit besitzt, ist ihre Rolle weniger die, neues einzuleiten, als vielmehr, älteres abzuschließen, und auch in der Dobrudscha könnte sie als erneuerte variscische Faltung gelten. Aber anderseits leitet sie doch in der Krim die Folge der jüngeren Faltungsvorgänge ein, und auch in den Gebieten saxonischer Gebirgsbildung bedeuten die altkimmerischen Vorgänge die Einleitung einer neuen Ära. Es kommt noch hinzu, daß, wo doch einmal der Schnitt zwischen „variscisch“ und „alpidisch“ in mancher Hinsicht gekünstelt ist, man ihn am besten mit der Grenze der großen Zeitalter zusammenfallen läßt, d. h. die variscische Gebirgsbildung mit der letzten Phase des Paläozoikums (pfälzische Faltung) abschließt und die erste mesozoische orogene Phase der jüngeren Faltungsära zurechnet.

Wenig Bedeutung besitzt die *subhercynische* Faltung. Sie tritt uns zwar in Deutschland im Rahmen der saxonischen Gebirgsbildung in der Faltung der subhercynischen Gebiete, so in der Aufrichtungszone des nördlichen Harzrandes, und auch in anderen Gebieten als ziemlich

bedeutungsvoll entgegen; aber wir dürfen deswegen nicht übersehen, daß ihre Verbreitung sonst sehr beschränkt und ihre Wirksamkeit anscheinend im allgemeinen auch gering gewesen ist.

Somit bleiben als Hauptphasen der altalpidischen Faltung die jungkimmerische, die austrische und die laramische, wobei alle drei noch Unterphasen besitzen.

Sie sind, wie gesagt wurde, in der Hauptsache Stammfaltungen; das schließt aber nicht aus, daß in den jüngeren Phasen auch schon Anfaltungen auftreten können.

Die jungkimmerische Faltung verrät sich als Stammfaltung insbesondere im pazifischen Nordamerika und überhaupt in den zirkumpazifischen Gebieten, die austrische insbesondere in Europa, so in den Ostalpen, den Pyrenäen, den Karpathen, dem Kaukasus, den Dinariden und wohl auch auf asiatischem Boden in den Tauriden und Iraniden (Hindukusch). Es fehlt austrische Faltung zwar auch nicht in Amerika („Oregonian Orogeny“ Blackwelders) und ferner nicht in Neu-Seeland, und es fehlt jungkimmerische Faltung ganz gewiß nicht in den jungen Faltenzonen Europas, — aber alles in allem scheinen doch die europäischen Alpiden durch das starke Vorherrschen des austrischen Elementes, die zirkumpazifischen und insbesondere amerikanischen durch das starke Vorherrschen des kimmerischen Elementes in der Stammfaltung gekennzeichnet zu sein. Hier wie dort ist aber die erste große Anlage unserer jungen Hochgebirge fast durchweg schon mesozoischen Alters.

Die laramische Faltung ist die Stammfaltung z. B. in den Rocky Mts., wenn wir diese als selbständigen Gebirgsstamm und nicht als Angliederung an die jungkimmerischen pazifischen Ketten auffassen. In Europa scheint sie die Stammfaltung z. B. der ost-westlich gerichteten provenzalischen Falten zu sein, die von den Pyrenäen zu den Alpen führen und sich mit den letzteren scharen und z. T. auch vergittern. In Asien hat sie die Bedeutung einer Stammfaltung auf Sumatra und vielleicht auch sonst im Malayischen Archipel, wie vielleicht auch im Himalaya.

Es mag ferner hervorgehoben werden, daß, während in den europäischen jungen Faltengebirgen die Stammfaltung in der Hauptsache erst austrisch und nur im Südosten z. T. kimmerisch ist, im außeralpinen Schollengebirge die saxonische Stammfaltung schon zur kimmerischen Zeit eintrat. Hier sind die austrischen, wie auch laramischen Faltungen nur als Nachfaltungen erkennbar. Aber die laramische Faltung ist ja auch in den „jungen“ Faltengebirgen Europas vielfach nur eine Nachfaltung, so in den Pyrenäen, Ostalpen, Karpathen und Dinariden.

Von den jungalpidischen Faltungen haben alle vier Phasen in Einzelgebieten große Bedeutung. Ich verweise auf die steirische

Faltung („Antillean Orogeny“) im pazifischen Nordamerika, auf die attische im Schweizer Jura und im Kaukasusgebiete, auf die rhodanische in den Französischen Alpen, auf die wallachische in den Südkarpathen und vor allen Dingen in der langen Zone von Mesopotamien bis zum Malayischen Archipel. Gewiß traten auch im Schweizer Jura rhodanische Faltungen ein, wie umgekehrt in den französischen subalpinen Gebieten vielleicht schon attische und in der subhimalayischen Vortiefe auch schon rhodanische, aber ihre eigentliche Hauptfaltung hat die schweizerische subalpine Vortiefe schon früher, die französische wenigstens in ihrem südlichen Teile aber erst später, nämlich erst nach der gewaltigen Ablagerung pontischer Konglomerate, die iranisch-himalayisch-burmanische Vortiefe sogar noch viel später erfahren.

Die mittelalpidischen Faltungen sind in einzelnen Gebieten vielleicht noch Stammfaltungen, in der Hauptsache aber sicher nur posthume Nachfaltungen und Anfaltungen. So könnte die pyrenäische Faltung in den Balearen und Südspanien, im Apennin und jenseits des Atlantik auf den westindischen Inseln die eigentliche Stammfaltung sein. Ich lasse ferner dahingestellt, inwieweit die savische Faltung in Teilen der ostasiatischen Inselwelt als Stammfaltung zu gelten hat. Aber im allgemeinen ist doch selbst schon die pyrenäische Faltung, die ja ihren Hauptschauplatz in Eurasien hat und in Amerika wenig angedeutet zu sein scheint, eine posthume Nachfaltung, so schon in den Pyrenäen, von denen sie den Namen trägt, in den Ostalpen, Dinariden und Tauriden; und noch deutlicher in Erscheinung tritt das für die savische Faltung.

q) Zusammenstellung von Profilen durch Gebiete alpidischer Gebirgsbildung

I. Pyrenäen

Astien, Piacentin } im Roussillon

geringe rhodanische Faltung?

Burdigal
Aquitan

savische Faltung, Angliederung junger Ketten im Norden und Süden des Gebirges

Stampien
Sannoisien
Ludien

pyrenäische Faltung, Hauptphase der tertiären Faltung der Pyrenäen

Bartonien
Auversien
Mittleres Eozän
Unteres Eozän
Paläozän

laramische Faltung der zentralen Zonen

Senon
Turon
Cenoman

austrische Faltung, Stammfaltung der Pyrenäen

Albien
Oberer Jura
Dogger
Lias
Infralias

ganz örtlich altkimmerische Bewegungen

Keuper
usw.

II. Rhonetal

schwache wallachische Bewegungen

Astien
Piacentin

rhodanische Faltung

Pontisch
Torton (einschließlich Sarmatisch?)
Helvetisch
Burdigal
Aquitan

savische Faltung

Liegendes: Oligozän-Unterkreide

III. Französische Alpen (nebst provenzalischen Falten)

schwache wallachische Bewegungen

Astien
Piacentin

rhodanische Faltung, Hauptphase der „alpinen“ Faltung in den Chaînes subalpines usw.

Pontisch

attische Faltung??

Sarmatisch
Helvetisch
Burdigal
Aquitan

savische Faltung ist wohl für innere Zonen anzunehmen, jedoch in Diskordanzen nicht angedeutet

Oberes Oligozän (Couches Rouges etc.)
Mittleres Oligozän
Unteres Oligozän
Ludien

pyrenäische Faltung im Diois, Dévolny und weiter südlich und südwestlich; Hauptphase der provenzalischen Deckenüberschiebungen

Oberes Eozän
Mittleres Eozän
Unteres Eozän
Paläozän

laramische Faltung, Hauptphase der O-W-Faltnng in den subalpinen Gebieten usw.

Senon

subhercynische Faltung im Dévoluy usw.

Turon
Cenoman
Albien
Aptien
Barrêmien
Hauterivien
Valanginien
Tithon
Kimmeridge
usw.

IV. Schweizer Jura

Kontinentales Piacentin der Bresse

rhodanische Faltung, jüngere Phase der Hauptfaltnng

Pontische Schotterbildungen

attische Faltung, ältere Phase der Hauptfaltung

Oberes Miozän
Mittleres Miozän

geringe savische Dislokationen (N-S-Brüche des Tafeljura)

Oberes Oligozän
Mittleres Oligozän
Unteroligozän?

geringe pyrenäische Diskordanzen

Eozän

schwache Diskordanz

Unterkreide und Jura

V. Schweizer Alpen

In Klammern angegeben sind diejenigen bedeutsameren Faltungen, die zwar nicht im Raume der Schweizer Alpen einschließlich Schweizer Jura, wohl aber in den Ostalpen oder Französischen Alpen nachweisbar sind nnd deren Wirksamkeit auch in den Schweizer Alpen angenommen werden kann, wenn hier auch die Lückenhaftigkeit der Profile in den für diese Faltung in Frage kommenden Räumen sichere Angaben nicht ermöglicht

Piacentin	
	rhodanische Faltung, zweite große Faltung des Schweizer Jura (s. unter IV)
Pontisch	
	attische Faltung, erste große Faltung des Schweizer Jura (s. unter IV) und auch wohl Hauptfaltung des Molassegebietes
Sarmatisch	
Torton	
Helvetisch	
Burdigal	
Aquitan	
	(savische Faltung)
Oberes Oligozän	
Mittleres Oligozän	
Unteres Oligozän	
	(pyrenäische Faltung)
Oberes Eozän	
Mittleres Eozän	
	(laramische Faltung)
Senon	
Tnron	
Cenoman	
	(austrische Faltung)
Gault	
Neokom	
Oberer Jura	
usw.	

VI. Nördliche Ostalpen

	postsarmatische Hauptfaltnng des Molassegebietes usw., wohl attisch und z. T. wohl auch noch rhodanisch (vergl. Schweizer Jura)
Sarmatisch	
Torton	
Helvetisch	
Burdigal	
Aquitan	
	savische Faltung (Unterinntal)
Oberes Oligozän	
Mittleres Oligozän	
Unteres Oligozän	
Eozän	
	laramische Faltung, z. B. im Unterinntale

Senon	
Turon	
Cenoman	
	austrische Faltung, Stammfaltung der Ostalpen
Albien-Valanginien	
	schwache Andeutungen jungkimmerischer Faltung
Malm	
Dogger	
Lias	
Rhät	
	schwache Andeutungen altkimmerischer Faltung
Norisch	
usw.	

VII. Tertiärbecken des Drau-Save-Gebietes, der Grazer Bucht usw.

	postpontische Dislokationen
Pontisch	
	attische Faltung, Hauptfaltung im Tertiär des Drau-Save-Gebietes
Sarmatisch	
Torton	
	jüngere Phase } der steirischen Faltung
Helvetisch	
	ältere Phase } der steirischen Faltung
Burdigal	
	savische Faltung bei Trifail usw.
Oberes Oligozän (Sotzka-Schichten)	
Mittleres Oligozän	
Unteres Oligozän	
	Diskordanz
Trias	

VIII. Alpen insgesamt

	wallachische Dislokationen
Asti-Stufe	
Piacentin bezw. Levantin	
	rhodanische Faltung, Hauptfaltung der französischen subalpinen Ketten und der Außenzone der Südalpen (Venezianer Voralpen usw.), zweite größere Faltung des Schweizer Juras und wohl auch des Molassegebietes
Pontisch	
	attische Faltung, erste große Faltung des Schweizer Juras und wohl auch des Molassegebietes. Jüngere Faltung des Drau-Save-Gebietes.
Sarmatisch	
Torton	
	jüngere Phase } der steirischen Faltung, erkennbar im östlichen Randgebiete der Ostalpen
Helvetisch (an d. Basis Schlier)	
	ältere Phase } der steirischen Faltung, erkennbar im östlichen Randgebiete der Ostalpen

Burdigal
Aquitau

savische Faltung, erkennbar im Drau-Save-Gebiete und Unterinntale; schwache Andeutungen in den französischen subalpinen Ketten und Schweizer Kettenjura

Oberes Oligozän
Mittleres Oligozän
Unteres Oligozän
Ludien

pyrenäische Faltung, erkennbar im Grenzgebiete der französischen subalpinen Gebiete gegen die provenzalischen Falten, wie auch in den Südalpen

Bartonien
Auversien
Mittleres Eozän
Unteres Eozän
Paläozän

laramische Faltung, erkennbar in den Französischen Alpen nnd Ostalpen (nördliche Kalkalpen, Zentralalpen, Südalpen); in den nördlichen Schweizer Alpen nur in ganz schwacheu Diskordanzen zwischen Mitteleozän und Kreide angedeutet

Senon

subhercynische Faltnng, erkennbar in den Französischen Alpen (Dévolny) und Südalpen

Turon
Cenoman

austrische Faltung, die Stammfaltung der Ostalpen nnd vielleicht auch der Westalpen (eine ältere Phase wohl schon im Albien)

Albien
Aptien
Barrêmien
Hauterivien
Valanginien
Tithon

jungkimmerische Faltung, schwache Andeutnngen in Südalpen und Ostalpen

Oberer Jura
Mittlerer Jura
Unterer Jnra
Rhät

altkimmerische Faltung, schwach angedeutet hier und da in den nördlichen Ostalpen, Julischen Alpen und vielleicht auch in den Französischen Alpen

Norisch
usw.

IX. Ligurischer Apennin und Turiner Berge

	wallachische Faltung
Astistufe	
Piacenzastufe	
Pontisch	
Sarmatisch	
Torton	
	steirische Faltung (Turiner Berge)
Helvetisch	
Burdigal	
Aquitan	
	unbedeutende savische Faltung
Oberes Oligozän	
Mittleres Oligozän	
Unteres Oligozän?	
	pyrenäische Faltung, Hauptfaltung des Ligurischen Apennin
Bartonien	
Auversien	
Mittleres Eozän	
Kreide	

X. Dinariden

	wallachische Faltung
Levantin bzw. Piacentin	
	(rhodanische Faltung in Randzone der Südalpen)
Pontisch	
	attische Faltung, z. B. westlich von Novibazar und in Albanien
Sarmatisch	
II. Mediterranstufe	
I. Mediterranstnfe	
	geringe savische Faltung, z. B. in Mittelmazedonien
Oberes Oligozän	
Mittleres Oligozän	
Unteres Oligozän	
	pyrenäische Faltung, schwächere Faltungsphase des Hochkarstgebietes
Eozän	
	laramische Faltung, Hauptfaltung der Hochkarstzone
Senon	
	(subhercynische Faltung in den Jnlischen Hochalpen)
Turon	
Cenoman	
	austrische Faltung, Stammfaltung der Dinariden, Hauptfaltung der innerdinarischen Gebiete von den Alpen bis Saloniki
Unterkreide	
Tithon	
	Andeutung jungkimmerischer Bewegungen in den innerdinarischen Gebieten der zentralen Balkanhalbinsel

Malm	
Dogger	
Lias	
Rhät	
	schwache Andeutung altkimmerischer Bewegungen
Norisch	
usw.	

XI. Karpathengebiet

Pleistozän	
	wallachische Faltung, jüngste Faltenangliederungen am wallachischen Gebirgsrande
Levantin	
	rhodanische Faltung
Dazisch	
Pontisch	
Mäotisch	
	attische Faltung, anscheinend unbedeutend
Sarmatisch	
Torton	
	steirische Faltung, jüngere Phase, Hauptfaltung der Flyschzone
Helvetisch	
	steirische Faltung, ältere Phase
I. Mediterranstufe	
	savische Faltung, besonders im Flyschgebiete
Oligozän	
Eozän	
	laramische Faltung, anscheinend unbedeutend
Senon	
Cenoman	
Oberalbien	
	austrische Faltung (ältere Phase), Stammfaltung der Karpathen
Aptien	
Barrêmien	
Hauterivien	
Valanginien	
Tithon	
	örtlich jungkimmerische Faltung
Kimmeridge	
Oxford	
usw.	

XII. Kaukasus

Pleistozän	
	wallachische Faltung
Levantin	
	rhodanische Faltung, z. B. im Kubandistrikte
Dazisch	
Pontisch	
Mäotisch	
	starke attische Faltung, so im nördlichen Randgebiete des Gebirges

Sarmatisch
II. Mediterranstnfe
I. Mediterranstufe (?)
Oberes Oligozän
Mittleres Oligozän
Unteres Oligozän (örtlich jüngstes Eozän)

pyrenäische Faltung, z. B. im Randgebiete des Daghestan

Mittleres Eozän
Unteres Eozän (schwach entwickelt)

laramische Faltung, anscheinend unbedeutend

Senon

örtlich subhercynische Faltnng (z. B. Daghestan)

Turon
Cenoman
Albien
Aptien
Barrêmien
Hauterivien
Valanginien
Tithon (einschließlich Untertithon)

jungkimmerische Faltung (Deister-Phase), Stammfaltnng des Kankasus

Kimmeridge
Oxford
Kelloway
Dogger
Lias
Rhät
Norisch
nsw.

XIII. Gebiete der saxonischen Faltung

intra- bezw. postpliozäne Bewegungen in Südhannover, Hessen, Rheingebiet usw.

Pliozän

vorpliozäne Bewegungen, z. B. im Westerwalde

Oberes Miozän

steirische Faltung, z. B. im westlichen Harzvorlande nnd Westerwalde

Unteres Miozän

savische Faltung, z. B. in Nordwestböhmen, Niederhessen, Westerwald

Oberes Oligozän
Mittleres Oligozän
Unteres Oligozän

pyrenäische Faltung, z. B. im subhercynischen Becken und in Niederhessen

Eozän	
Paläozän	
	laramische („vortertiäre") Faltung, sehr verbreitet
Obersenon	
Untersenon: Quadratenschichten	
Untersenon: Obere Granulatenschichten	
	Wernigeröder Unterphase } der subhercynischen Faltung
Untersenon: Untere Granulatenschichten	
Oberer Emscher	
	Ilseder Unterphase } der subhercynischen Faltung
Unterer Emscher	
Turon	
Cenoman	
	schwache Andeutungen der austrischen Faltung bei Quedlinburg und am Eggegebirge
Albien	
Aptien	
Barrêmien	
Hauterivien	
Valanginien	
	Hilsphase } der jungkimmerischen Gebirgsbildung (saxonische Stammfaltung)
Wealden	
Oberes Portland	
	Osterwaldphase } der jungkimmerischen Gebirgsbildung (saxonische Stammfaltung)
Unteres Portland	
	Deisterphase } der jungkimmerischen Gebirgsbildung (saxonische Stammfaltung)
Kimmeridge	
Oxford	
Kelloway	
Dogger	
Lias	
Rhät	
	schwache Andeutungen altkimmerischer Bewegungen im holländisch-deutschen Grenzgebiete
Keuper	
Muschelkalk	
usw.	

XIV. Tauriden

	wallachische Dislokationen, z. B. im Gebiete der „Ova" Kleinasiens
Levantin	
Pontisch	
	attische Faltung, z. B. in äußerster Randzone des Taurischen Bogens auf Cypern und in Nordsyrien

Sarmatisch
Torton
Helvetisch

steirische Faltung („Faltung zu Beginn der persischen Gips- und Salzformation“)

Burdigal
Aquitan

savische Faltung, z. B. in der äußeren taurischen Zone nördlich Adalia usw.

Oberes Oligozän
Mittleres Oligozän
Unteres Oligozän

starke jungpyrenäische Faltung im Taurus, Hauptfaltung des Antitaurus

Eozän

laramische Faltung, besonders in inneren Teilen des Taurischen Bogens

Senon
Turon
Cenoman

austrische Faltung, z. B. im nördlichen Kleinasien

Untere Kreide
usw.

XV. Nördliche Gebirgsumwallung Indiens

wallachische Hauptfaltung der subhimalayischen Gebiete und der äußeren Indusketten

Upper Siwâlik

rhodanische Faltung der snbhimalayischen Gebiete

Middle Siwâlik
Lower Siwâlik (Nahan-Gruppe = Manchhar der Indusketten)
Gajgruppe
Oberes Nari

savische Faltung, so bei Sehwan (Sind)

Unteres Nari (Oligozän)
Kirthar, Laki } Eozän
Ranikot (Paläozän)

laramische Faltung? Nach Oldham Beginn der Hebung des Himalayas; Kreide und Tertiär meist aber konkordant, soweit zusammen vorkommend; örtliche Diskordanzen in Assam

Kreide

XVI. Westliches Nordamerika, insbesondere Kalifornien

Pleistozän	
	wallachische Faltung in Südkalifornien (= „Santa Barbara-Orogeny“ Blackwelders)
Pliozän	
San Pablo, Santa Margarita } Oberes Miozän	
	steirische Faltung, Hauptphase der tertiärzeitlichen Faltung der pazifischen Ketten („Antillean Orogeny“ Blackwelders)
Monterey Vaqueros	
	savische Faltung, z. B. in Contra Costa Hills, anscheinend unbedeutend
San Lorenzo (Oligozän)	
	pyrenäische Faltungen, z. B. in Rocky Mts
Eozän { Tejon	
	intraeozäne Faltung in den Coast Ranges Kaliforniens
Eozän { Meganoszone, Martinez	
	laramische Faltung („Laramide Revolution“), Stammfaltung der Rocky-Mountains, doch auch weiter westlich, so auch in Kalifornien, erkannt
Chico (Oberkreide)	
	austrische Faltung (= „Oregonian Orogeny“ Blackwelders)
Knoxville (Unterkreide, doch im tiefsten Teile auch noch Obertithon)	
	jungkimmerische („pazifische“, „nevadische“) Faltung, Stammfaltung der pazifischen Ketten Nordamerikas
Grundgebirge, umfassend noch Sequan u. wahrscheinlich auch noch Kimmeridge	

II. Kausale Zusammenhänge hinsichtlich der Erscheinungsformen der Orogenese

A. Die Erscheinungsformen der Orogenese

(vgl. St. VIII, S. 362—365)

1. Die Hauptkategorien der orogenen Struktur

Aus einer älteren Veröffentlichung (St. VIII) wiederhole ich nachstehende Ausführungen über die Einteilung der Formen, zu denen die gebirgsbildenden Vorgänge in der Erdkruste geführt haben. Sie werden im allgemeinen zu den beiden großen Gruppen „Faltengebirge“ und „Schollengebirge“ zusammengefaßt, und dabei pflegt das Faltengebirge als Ergebnis seitlichen Druckes, das Schollengebirge als Ergebnis radialer und insbesondere abwärts gerichteter Kräfte zu gelten. Beide Gruppen umschließen aber so verschiedene Formen, daß man m. E. besser tut, nicht zwei, sondern vier Hauptkategorien orogener Gebilde zu unterscheiden, und zwar:

1. Deckengebirge

Haupterscheinungsform sind die weitausholenden liegenden Falten und Deckenüberschiebungen, die zu weitgehender horizontaler Verfrachtung von Gesteinsmassen geführt haben.

2. Faltengebirge

Haupterscheinung sind die Falten und, diesen gegenüber zwar stark zurücktretend, die Überschiebungen. Die Verwerfung steht an Bedeutung ganz im Hintergrunde, soweit es sich nicht um alte Faltengebirge handelt, die erst später von Verwerfungen zerstückelt worden sind.

3. Bruchfaltengebirge

Der Boden ist in Schollen zerrissen, die in sich verbogen und gefaltet sein können, jedenfalls aber in ihrer gesamten Anordnung ein gewisses Faltungsbild erkennen lassen. Es handelt sich um Falten, die infolge Überschreitung der Kohäsionsgrenze der zur Faltung kommenden Gesteinsverbände schon „in statu nascendi“ zerbrochen sind. Ein Bruchfaltengebirge typischer Art ist in Mittel- und Nordwestdeutschland durch die saxonische Faltung geschaffen worden. Mit dem Bruchfaltengebirge, bei dessen Entstehung Faltung und Bruchbildung gleichzeitig erfolgten, dürfen aber nicht solche Fälle verwechselt werden, in denen erst Faltung und dann Bruchbildung eingetreten ist. Hier haben wir zwei Reaktionen nacheinander; unsere Einteilung der tektonischen Formen in Strukturkategorien bezieht sich aber auf die Einzelreaktion.

4. Blockgebirge

Der Untergrund ist durch Verwerfungen in Blöcke zerlegt, innerhalb deren die Schichten flach oder monoklinal liegen und Anzeichen einer Verbiegung nicht oder nur in geringem Maße erkennen lassen. Als typisches Blockgebirge pflegen die Wüstengebiete des westlichen Nordamerikas, z. B. das Great Basin zwischen Sierra Nevada und den Rocky Mountains, zu gelten[1]. In Deutschland haben wir Formen, die als Blockgebirge bezeichnet werden können, in gewissen Randzonen der variscisch gefalteten Massive, z. B. in der östlichen Randzone der Rheinischen Masse; und schließlich sind auch die nachvariscischen und z. T. auch schon die spätvariscischen Verschiebungen innerhalb des variscischen Gebirges wesentlich nach Art eines Blockgebirges erfolgt.

Die Amerikaner sprechen bei Entstehung eines Blockgebirges von „Block-faulting“; Sueß nennt die langen Brüche in mehr oder weniger horizontalen Schichtsystemen „Tafelbrüche“ (Antl. d. Erde I, S. 174).

Es bedarf wohl kaum des Hinweises, daß die Einteilung der Gebirgsbildung sich rein auf die strukturellen Verhältnisse und nicht auf die morphologische Erscheinungsform bezieht. „Rumpfgebirge“, „Schichtstufengebirge“ usw. haben also in dieser Einteilung keinen Platz, denn sie sind sekundäre Erscheinungen, die sich durch exogene Vorgänge auf der primären Grundlage des orogenen Baues entwickeln. Ja, manche „Gebirge“ sind überhaupt ohne „Gebirgsbildung“ im Sinne von Orogenese entstanden, sondern allein durch exogene Skulpturierung im Anschlusse an epirogene Hebungen.

Falten und ganz besonders Überfaltungen und Überschiebungen sind Dislokationsformen, die den Zusammenschub von Gesteinsmassen auf engeren Raum in besonderem Maße zum Ausdruck bringen. Dabei kann das Ausmaß des Zusammenschubes recht erheblich sein. Auf zwei Drittel ihrer ursprünglichen Breite sind nach A. Buxtorf die Gesteine des Schweizer Juras zusammengeschoben; einen zwei- bis dreimal breiteren Raum haben nach Albert Heim die Gesteine der Alpen vor ihrer Auffaltung zum Gebirge eingenommen; sogar auf ein Zehntel ihrer einstigen Entfernung sollen nach C. Schmidt die Gesteine einander genähert sein, die heute am Nord- und Südportale des Simplon-Tunnels anstehen.

Auch nach der einfachen Schrägstellung nimmt eine vorher horizontal gelagerte Schicht einen geringeren Breitenraum ein. Verwerfungen führen zur Zusammendrängung auf engeren Raum nur im Falle ihres widersinnigen Einfallens.

Nach der abnehmenden Eineugungswirkung können wir also die Dislokationen etwa in Deckenschübe, liegende Falten, Faltungsüber-

---

[1]) vgl. Duttons Schilderung des Hochplateaus des westlichen Utah (Rep. on the Geology of the Highplateaus of Utah 1880), dargestellt bei Sueß, Antl. d. Erde I, S. 169ff.

schiebungen, Falten, Schichtenschrägstellungen und Verwerfungen einordnen und innerhalb einer solchen Reihe die „höheren“ Dislokationsformen mit im allgemeinen stärkerer Einengung den „niedrigeren“ Dislokationsformen mit im allgemeinen geringerer oder endlich auch fehlender Einengung gegenüberstellen. Und weiter können wir dann in der Reihe der tektonischen Gestaltungen je nach dem Vorherrschen höherer oder niedrigerer Dislokationsformen „höhere“ oder „niedrigere“ tektonische Typen unterscheiden. Der „höchste“ tektonische Typus wäre also das Deckengebirge, der „niedrigste“ das Blockgebirge; dazwischen stände das Faltengebirge i. e. S. und das Bruchfaltengebirge.

Deckengebirge und Faltengebirge i. e. S. sind die „alpinotypen“, Bruchfalten- und Blockgebirge die „germanotypen“ Formen der Orogenese (St. XI, S. 221).

2. Übergangsformen zwischen den Hauptkategorien der Orogenese (vgl. St. VIII, S. 364 u. 365.)

So zweckmäßig eine Einteilung der Formen der Gebirgsbildung wie die obige auch sein mag, um die Übersicht über die Formenfülle zu erleichtern, so ist sie doch insofern gekünstelt, als keinerlei scharfe Scheidung der Strukturkategorien möglich ist („Satz von der Verknüpfung der orogenen Formen“). Im Deckengebirge verlieren z. B. die horizontalen Verfrachtungen an Ausmaß, die Ableitung der Decke aus der Faltung wird deutlicher und wir erhalten Übergangsformen vom Decken- zum Faltengebirge, wie etwa in der Zone der großen Überschiebungen entlang dem Südrande des nordfranzösisch-belgischen Kohlenreviers. Oder es häufen sich im Faltengebirge die bei dessen typischer Entwicklung ganz zurücktretenden Verwerfungen, und wir haben Zwischenformen zwischen Falten- und Bruchfaltengebirge, wie sie uns etwa in den oberkarbonisch-altdyadischen Schichten des Saar-Nahegebietes als Ergebnis der saalischen Faltung entgegentreten.

Im saxonischen Bruchfaltengebirge sehen wir gewisse typische Erscheinungen des Faltengebirges, ja sogar förmliche kleine Decken sich einstellen, und dabei werden örtlich Einengungen erkennbar, die an solche der Faltengebirge herankommen (St. XV). Umgekehrt kann hier die Verbiegung der Schichten innerhalb der Schollen immer mehr verschwinden, während die Anordnung des ganzen Schollensystems nach einzelnen Hebungs- und Senkungslinien weniger deutlich wird und dazu die Verwerfungen vielleicht an Zahl geringer und die Schollen entsprechend breiter und massiger werden, und so wird aus dem Bruchfaltengebirge ein Blockgebirge.

So hat ja das Bruchfaltengebirge seine ganz besondere Bedeutung zur Veranschaulichung von Mittelformen zwischen den Strukturkategorien der Orogenese.

Auch unmittelbare räumliche Verknüpfungen der einzelnen Strukturkategorien der Orogenese kommen vor, indem ein- und dasselbe geologische Gebilde in seinem Fortstreichen Änderungen des Strukturtypus erfährt, z. B. ein Faltengebirge durch Steigerung des einseitigen Vorwärtsdrängens der Falten in ein Deckengebirge übergeht. In den Gebieten der deutschen Bruchfaltung, um ein anderes Beispiel zu geben, beobachten wir, daß die Bruchbildung im Fortstreichen einer Bruchfalte zurücktreten und eine mehr bruchlose Faltung erscheinen kann, und daß damit ein- und dasselbe Gebilde einen höheren oder, wenn die Sachlage in der umgekehrten Richtung verfolgt wird, niedrigeren tektonischen Typus annimmt. Etwas Ähnliches sehen wir im Bruchfaltengebirge des Pariser Beckens entlang dem Sattel des Pays de Bray. Dort lösen sich nach Dollfus[1]) dreierlei Formen der Faltung ab, und zwar erstens ein einfaches Gewölbe mit symmetrischen Flügeln, zweitens eine dissymmetrische Falte, deren Dissymmetrie dadurch zustande kommt, daß an einem Flügel sich eine Flexur einstellt, und endlich drittens eine zerbrochene Falte.

Wenn nun in der geschilderten Weise immer wieder Übergänge zwischen den einzelnen Kategorien der Orogenese auftreten, insbesondere auch solche zwischen bruchloser Faltung und Bruchfaltung, so ergibt sich für diejenigen, die „Schollengebirge“ und „Faltengebirge“ für grundverschiedene und insbesondere auch genetisch verschiedene Dinge halten, die Schwierigkeit der Frage, wohin in einer solchen Formenreihe denn eigentlich der Schnitt zwischen „Schollengebirge“ und „Faltengebirge“ zu legen wäre.

Die geologisch-tektonische Klassifikation in Falten- und Schollengebirge ist in weitem Umfange zugleich eine petrographisch-chemische in Gebiete mit pazifischem und solche mit atlantischem Vulkanismus.

B. Nach- und Nebeneinander der Strukturkategorien

1. Das Nacheinander der Strukturkategorien

Bei der wiederholten Gebirgsbildung im gleichen Raume zeigt im allgemeinen der jüngere Vorgang gegenüber dem älteren einen tieferen tektonischen Typus.

Auf den Britischen Inseln ereigneten sich in der kaledonischen Ära echte Faltungen, verknüpft mit weiten Überschiebungen, wie solche ja insbesondere aus Nordschottland bekannt sind. Die tektonischen Vorgänge der variscischen Ära haben sich hier aber, wenn wir vom südlichsten England absehen, in mehr germanotypen Formen vollzogen.

---

[1]) Dollfus, Essai sur la détermination de l'âge du Soulèvement du Pays de Bray. Bull. Soc. géol. France, Ser. 3, t. IX, S. 121.

Die gleiche Sachlage trifft für Spitzbergen zu, wo die ältere Gebirgsbildung, die das Heklahook-System noch betroffen hat, eine außerordentlich intensive Faltung gewesen ist, während Downton und Old Red nur germanotyp disloziert sind. In Norwegen zeigt gleichfalls die große kaledonische Orogenese noch in ihrer jüngeren (erischen) Phase echte Faltungsformen; die nachsilurische Gebirgsbildung hat aber vorwiegend zu Bruchbildungen und nur örtlich noch zu Anklängen an alpinotype Formen [1]) geführt. Die kaledonische alpinotype Gebirgsbildung war von pazifischem, die postkaledonische germanotype von atlantischem Vulkanismus begleitet [2]).

Im Brabanter Massiv liegt eine alpinotype Gebirgsbildung von kaledonischem Alter vor; in seinem nördlichen Randgebiete hat demgegenüber die variscische Gebirgsbildung, wie wir aus den Lagerungsformen des Oberkarbons des Kempenlandes (Campine) wissen, im wesentlichen Bruchverschiebungen aufzuweisen.

In der variscischen Faltungsära haben wir in Mitteleuropa im allgemeinen und insbesondere in den älteren Phasen alpinotype Gebirgsbildung. So waren die bretonischen und sudetischen Orogenesen wohl durchweg noch alpinotyp, und höchstens in Teilen der Sudeten könnte man in der relativ schwachen Faltung jener Zeit gewisse germanotype Vorgänge angedeutet finden. Aber von der asturischen Phase an zeigen sich in Deutschland schon germanotype Erscheinungen. So ist z. B. die asturische Gebirgsbildung im Harz und in Sachsen, soweit überhaupt mit Sicherheit erkennbar, von germanotyper Art gewesen. Ganz besonders trifft dieses für die saalische Gebirgsbildung zu. Ich verweise z. B. auf das Saargebiet, wo die saalische Gebirgsbildung mit ihren flachen Falten und vielen Verwerfungen schon an die „saxonischen“ Vorgänge der jüngeren Zeiten erinnert, wenn bei ihr auch noch zum letzten Male in der Geschichte des deutschen Bodens ein ausgesprochen pazifischer Vulkanismus auftritt.

Ein besonders auffälliges Beispiel für das Nacheinander verschiedener Strukturkategorien liegt im Untergrunde Deutschlands im Gegensatze der alpinotypen variscischen zur germanotypen saxonischen Orogenese vor. Dazu ist allerdings zu vermerken, daß sich, wie wir soeben festgestellt haben, der Ersatz der alpinotypen durch die germanotype Gebirgsbildung schon innerhalb der variscischen Ära herausgebildet hatte.

Für diesen Gegensatz in den Formen der älteren und jüngeren Gebirgsbildungen finden wir ja Beispiele in aller Welt. So erfolgten

---

[1]) vgl. z. B. C. F. Kolderup, Kwamhestens devonfelt. Bergens Museum Aarbok 1920/21, Naturvidensk. Raekke, Nr. 4.

[2]) Vergl. u. a. V. M. Goldschmidt, Geologisch-petrograph. Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. II. Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Kl. 1912, Nr. 19.

in Mittelasien nach Leuchs im Paläozoikum Faltungen, dagegen im Mesozoikum und Tertiär außer epirogenen Beckenbildungen vorherrschend Brüche mit nur örtlichen Faltungs- und Überschiebungserscheinungen (vgl. unten). Im östlichen Nordamerika traten noch in der Dyaszeit, ja sogar ganz besonders in dieser, große Faltungen (appalachische Faltung) ein; ihnen folgten im Mesozoikum die germanotypen Gebirgsbildungen, die wir z. B. aus den Gebieten des triadischen Newark kennen.

Wie im außeralpinen Mitteleuropa in den jüngeren Phasen der variscischen Faltungsära, so treten germanotype Vorgänge in den Alpen in den jüngeren Phasen der alpidischen Ära stärker hervor; das zeigt sich besonders in manchen Teilen der Ostalpen.

Es darf zwar nur gesagt werden, daß im allgemeinen die jüngere Faltung gegenüber der älteren den tieferen tektonischen Typus zeigt, denn wir kennen auch Beispiele dafür, daß in Gebieten alpinotyper Faltungen solche nochmals auftreten. Ich denke an die Ardennen, wo einer alpinotypen kaledonischen Faltung eine variscische mit alpinotypen Formen folgte, oder an die Alpen, wo wir weithin schon sehr kräftige variscische Faltungen gehabt haben, auch noch in der saalischen Phase, und wo dennoch die jüngere Faltung die sehr extremen alpinotypen Formen aufweist.

2. Das gleichzeitige Nebeneinander der Strukturkategorien

Bisher war vom Nacheinander der orogenen Formen in ein- und demselben Raume die Rede. Wir betrachten nun das gleichzeitige Nebeneinander in verschiedenen Räumen.

a) Die Gleichzeitigkeit und räumliche Trennung der Strukturkategorien in der variscischen Ära

Beginnen wir mit der variscischen Faltung und halten wir uns hier insbesondere an die Verhältnisse Europas. Schon innerhalb des im wesentlichen alpinotyp ausgebildeten variscischen Gebirges treten gleichzeitig verschiedene Strukturtypen auf. Zwar zeigen die bretonische und die sudetische Phase so ziemlich überall in Deutschland alpinotype Formen, aber das gilt schon für die asturische Phase nicht mehr. Denn alpinotyp ist diese nur noch in der nördlichen Randzone des variscischen Bogens, wo sie ja auf französischem Boden Marcel Bertrand geradezu die Vorbilder zur Lösung von Problemen der alpinen Tektonik geliefert hat; aber weiter südlich führte sie zu Bruchbildungen.

Gebirgsbildung saalischen Alters, die auf die Bezeichnung alpinotyp Anspruch hätte, ist auf deutschem Boden wohl überhaupt nicht bekannt, und wir finden also hier auch keine jüngeren als Saarbrücker Schichten in alpinotypen Verbänden. Demgegenüber äußerte sich die

saalische Orogenese in Teilen des armorikanischen Bogens (z. B. Französisches Zentralplateau) und vor allen Dingen in Teilen der Alpen (Westalpen, Grauwackenzone der Ostalpen) noch alpinotyp.

Während aber in Mitteleuropa die variscische Orogenese, wenigstens in ihren älteren Phasen, Faltengebirge hervorruft, äußert sie sich in Nordeuropa nur in germanotyper Weise. Das beobachten wir auf den Britischen Inseln mit Ausnahme des südlichsten Teiles, der noch der Außenzone des armorikanischen Bogens angehört, und auf der Bäreninsel und Spitzbergen. Hier sind die germanotypen Dislokationsvorgänge, soweit überhaupt eine genaue Altersbestimmung möglich ist, in den gleichen Phasen erfolgt, wie weiter südlich die alpinotypen. Ich verweise z. B. auf die bretonischen und sudetischen großen Blockverschiebungen in Schottland (vgl. S. 86 u. 90) und Spitzbergen (vgl. S. 86 u. 91) und auf die asturischen auf der Bäreninsel (vgl. S. 97 u. 98).

b) Die Gleichzeitigkeit und räumliche Trennung der Strukturkategorien in der alpidisch-saxonischen Ära

Schon innerhalb der europäischen Hochgebirge treten in der alpidischen Ära starke Unterschiede hinsichtlich der Äußerungsform der Orogenese auf. So haben wir, wie sich im Wiener und Grazer Becken usw. zu erkennen gibt, in der östlichen Randzone der Ostalpen schon im Miozän im wesentlichen nur noch Gebirgsbildungen von mehr germanotyper Art; demgegenüber sind aber in den nördlichen Außenzonen der Alpen (Molassegebiet) und in einzelnen Gebieten der inneren Alpen, wo stärkere junge Sedimentation geherrscht hatte (Drau-Save-Gebiet), auch in nachmiozäner Zeit noch echt alpinotype Faltungen eingetreten. In den Außenzonen der Französischen Alpen reicht ja die alpinotype Faltung noch bis in die rhodanische Phase und in den Karpathen sogar noch bis in die wallachische hinein.

Ein treffendes Beispiel der Gleichzeitigkeit äußerst verschiedener Strukturkategorien geben die alpidische Gebirgsbildung der Alpiden und die saxonische der extraalpidischen Gebiete Europas. Ich verweise auf die vorangegangenen Einzelausführungen über das Alter der alpidisch-saxonischen Orogenese. So sind aus der Zeit der altkimmerischen Gebirgsbildung, die wir in alpinotyper Form insbesondere in Osteuropa finden, Vorgänge von germanotyper Art aus Oberschlesien, Galizien und Kongreß-Polen, schwache Andeutungen auch aus den holländisch-deutschen Grenzgebieten bekannt. Auch in den Montes Universales Nordspaniens traten damals Orogenesen ein, die starke Andeutungen an germanotype Formen zeigen. Während der alpinotypen jungkimmerischen Faltung, die wiederum in dem südöstlichen Teile der europäischen Alpiden ihre ganz besondere Bedeutung gehabt hat,

ereigneten sich bedeutsame germanotype Vorgänge in ganz Mitteleuropa so namentlich in Mittel- und Norddeutschland, Nordfrankreich und England. Auch die austrische alpinotype Faltung besitzt ihre, wenn auch bescheidenen zeitlichen Äquivalente in den saxonischen Gebieten. Die germanotype subhercynische Orogenese stimmt zeitlich mit gewissen Faltungsvorgängen in den Ostalpen und Südalpen überein. Die laramische alpinotype Faltung hat ihr Gegenstück in germanotypen Bewegungen in Norddeutschland, Nordfrankreich und Nordengland, die pyrenäische in den subhercynischen Gebieten, Niederhessen und dem Pariser Becken. Daß die savische Faltung der Alpiden ihr Gegenstück in germanotypen Vorgängen hat, ist in Nordböhmen, Niederhessen, im Westerwalde und wohl auch im Tafeljura ersichtlich. Steirische Bewegungen sind nicht nur in den Alpiden erkennbar, sondern auch in Mitteldeutschland in schwachen germanotypen Vorgängen. · Den Faltungen attischen Alters im alpidischen Systeme scheinen germanotype Vorgänge im Westerwalde, Harzvorlande, Nordhannover, Nordfrankreich und Südengland zu entsprechen. Mit den jungpliozänen alpinotypen Faltungen, wie wir sie z. B. aus der Wallachei kennen, fallen anscheinend Bewegungen von germanotyper Art in Mitteldeutschland und im Rheingebiete zeitlich zusammen.

Mit Rücksicht auf entgegengesetzte Auffassungen, denen man in der Literatur oft begegnet, mag zusammenfassend nochmals gesagt sein, daß die Entstehung bestimmter Baustile der Erde nicht das Charakteristikum bestimmter Zeiten ist, sondern daß in allen orogenen Zeitphasen alle Baustile sich ausgebildet haben können („Satz von der Gleichzeitigkeit der orogenen Formen").

Wie dem Nacheinander von Strukturkategorien ein Nacheinander chemisch-petrographischer Eruptivtypen (s. S. 226), so entspricht dem Nebeneinander der Strukturkategorien ein Nebeneinander der Eruptivtypen in „petrographischen Provinzen". Ich verweise in dieser Hinsicht z. B. auf die Darlegungen Nigglis[1]) über das Gebiet der mediterranen Kettengebirge.

C. Die Konsolidation des Bodens in ihrer Bedeutung für die Orogenesen

1. Der Begriff der Konsolidation

Die verschiedenen Formen der Orogenese fanden wir gleichzeitig in verschiedenen Räumen und nacheinander in gleichen Räumen, und ganz unverkennbar besteht dabei eine Abhängigkeit von der Art des Untergrundes und den Veränderungen in der Art desselben. Unverkenn-

[1]) Paul Niggli, Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. mineral. u. petrograph. Mitt., Bd. II, S. 169ff.

bar ist die alpinotype Orogenese an die mobileren, die germanotype an die stabileren Erdräume gebunden; mit zunehmender Versteifung sinkt also der orogene Typus.

Die Ursache der Versteifung des Bodens suchten wir hauptsächlich (vgl. S. 35ff.) in Faltung und Intrusion; in diesem Sinne untergräbt sich die Faltung die Möglichkeit ihrer Wiederholung.

Unter „Konsolidation" des Bodens verstehe ich nun denjenigen Grad der Bodenversteifung, der höchstens noch germanotype, aber nicht mehr alpinotype Gebirgsbildung zuläßt (St. XI, S. 221). Als die saxonische Orogenese im außeralpinen Mitteleuropa einsetzte, war also der Boden konsolidiert, und zwar durch die vorangegangene variscische Gebirgsbildung und mit dieser in Zusammenhang stehende Vorgänge (Intrusionen). Ja, schon in der saalischen Phase der variscischen Orogenese und zum Teil sogar schon in der asturischen Phase bestand in Deutschland der Konsolidationszustand.

Eine besonders fortgeschrittene Form der Konsolidation ist die „Vollkonsolidation", d. h. jener Zustand des Untergrundes, der sozusagen überhaupt keine orogenen Reaktionen mehr zuläßt. Hierzu braucht wohl kaum bemerkt zu werden, daß das Unterbleiben orogener Reaktionen in einer orogenen Phase auch mit ganz anderen Verhältnissen, wie der Vollkonsolidation, zusammenhängen kann.

Es ergibt sich also folgendes Schema:

Zustand des Untergrundes	Form der Orogenese
mobil	alpinotyp
konsolidiert	germanotyp
vollkonsolidiert	—

Faltung führt zwar zur Versteifung des Bodens, aber nicht immer schon zu jenem hohen Grade der Versteifung, der weitere alpinotype Faltungen ausschließt. Das sehen wir daran, daß alpinotype Faltungen sich mehrfach nacheinander in gleichen Räumen abspielen können, bis endlich der Zustand der Konsolidation erreicht ist. Im allgemeinen ist dabei die Sachlage die, daß vor der erneuten Faltung wieder säkuläre Senkungen und Sedimentationen eingetreten waren, d. h. Vorgänge von mobilisierender Wirkung. Aber im Falle der Konsolidation hat sich trotz örtlicher und unter Umständen starker Senkungen keine alpinotype Faltung wieder ereignet. So haben die z. T. sehr tiefen Senken, die in Nordeuropa nach der kaledonischen Konsolidation das Old Red in sich aufnahmen, wie die z. T. nicht minder starken, die in nachvariscischer Zeit sich in Mittel- und Westeuropa mit der Trias germanischer Fazies und auch mit jüngeren Schichtfolgen füllten, keine alpinotypen Orogenesen, sondern nur noch germanotype eingeleitet.

2. Die Einteilung Europas in Konsolidationsgebiete

Die geologische Geschichte Europas zeigt das Wachsen des Kontinents auf Kosten der Meere. Schon Marcel Bertrand (a. a. O., 1887) und E. Sueß haben ja gezeigt, daß sich Europa von Norden nach Süden in vier große Zonen gliedern läßt, und zwar

1. das vorkambrisch gefaltete Europa,
2. das kaledonisch gefaltete Europa,
3. das variscisch gefaltete Europa,
4. das alpidisch gefaltete Europa,

d. h. daß Europa im Laufe der Faltungsären allmählich von Nord nach Süd gewachsen ist. Ähnlich gliederten sich an das vorkambrische Afrika, und zwar hier im allgemeinen von Süd nach Nord, sowohl kaledonische, wie variscische, wie alpidische Faltungszonen an, und so ergibt sich ja insgesamt, wenigstens in großen Zügen, das Bild des Gegeneinanderwachsens eines nördlichen und eines südlichen Kontinents unter entsprechender Verschmälerung des einst sehr weite Gebiete des heutigen Europas und heutigen Nordafrikas einnehmenden, jetzt stark eingeengten Mittelmeeres. Im einzelnen modifiziert sich dieses im großen erkennbare Bild ungemein namentlich dadurch, daß auch im Raume zwischen dem Nord- und Südblocke bereits vielfach kleinere konsolidierte Massen bestanden haben. Doch auch abgesehen hiervon ergeben sich bei einer Einteilung Europas nach der Zeitlichkeit der Faltungen deshalb keine scharfen Grenzen, weil viele Gebiete mehrmals, z. B. nicht nur kaledonisch, sondern auch variscisch, oder nicht nur variscisch, sondern auch alpidisch gefaltet worden sind. Ich habe deshalb vorgeschlagen (St. XI, 221/222), nicht so sehr die Faltung an sich, als vielmehr die durch die Faltung geschaffene „Konsolidation" des Bodens der tektonischen Einteilung Europas zugrunde zu legen. Damit zerfällt Europa in (s. Fig. 1, S. 233)

1. Archeuropa (Ureuropa), d. h. die vorkambrisch konsolidierten Teile Nord- und Osteuropas, in denen seit dem Ausgange der präkambrischen Zeit keinerlei alpinotype Gebirgsbildung mehr eingetreten ist;
2. Palaeoeuropa (Alteuropa) als die kaledonische Konsolidationssphäre, in der seit Beginn der Devonzeit keine alpinotype Gebirgsbildung mehr erfolgte;
3. Mesoeuropa (Mitteleuropa)[1], als das variscisch konsolidierte Europa, in dem die letzte alpinotype Gebirgsbildung im jüngeren Palaeozoikum stattgefunden hat, und
4. Neoeuropa als den alpidisch konsolidierten oder noch unkonsolidierten Süden unseres Kontinents.

[1]) Die Bezeichnung „Mitteleuropa" ist hier also zeitlich und nicht räumlich verstanden; dabei hat das zeitlich verstandene Mitteleuropa zwar auch räumlich eine einigermaßen mittlere Lage.

Die sich auf diese Weise ergebenden Grenzen der tektonischen Einheiten Europas sind einigermaßen scharf; die Ardennen gehören z. B. zu Mesoeuropa, denn trotz der hier bereits eingetretenen kaledonischen Faltung sind sie auch durch die variscische Orogenese noch alpinotyp betroffen worden — im Gegensatze zu dem vorgelagerten Brabanter Massiv, das nur kaledonisch, aber nicht mehr variscisch gefaltet ist und also zu Palaeoeuropa entfällt. Daß im Bereiche dieses Massivs keine jüngeren alpinotypen Orogenesen, auch keine variscischen, sondern nur noch germanotype eingetreten sind, erkennen wir ja z. B. in den Lagerungsformen des Steinkohlengebirges der Campine, die in schroffstem Gegensatze zu den Lagerungsformen des variscisch gefalteten Steinkohlengebirges gleich südlich des Brabanter Massivs stehen. So bildet hier die Zone der belgisch-nordfranzösischen Überschiebungen als Nordrand der variscischen Faltungszone die Grenze zwischen Palaeo- und Mesoeuropa, wie überhaupt Überschiebungs- und Überfaltungszonen die großen tektonischen Bezirke Europas zu umgrenzen pflegen. Auch die Sudeten sind, gleich den Ardennen, sowohl kaledonisch, wie variscisch gefaltet worden, und hier ist sogar die variscische Faltung die schwächere gewesen, und gewiß sind auch Teile der Sudeten bereits kaledonisch, ja sogar schon (Eulegneis, vergl. Bederke, a. a. O., S. 43) vorkambrisch konsolidiert. Immerhin sind die Sudeten als Gesamtheit noch bei Mesoeuropa zu belassen, denn auch die variscische Gebirgsbildung war hier im wesentlichen noch von alpinotyper Art. Wie aber gleich nördlich der Ardennen Palaeoeuropa mit dem Brabanter Massiv einsetzt, so mag es auch unter der Norddeutschen Tiefebene bis ziemlich nahe an die Sudeten hinanreichen. Diese Auffassung ist der Darstellung des südöstlichen Außenrandes Palaeoeuropas in Figur 1 zugrunde gelegt.

Wie die kaledonische Faltung für die mesoeuropäischen Sudeten, so ist die variscische Faltung für die neoeuropäischen Alpiden schon in manchen Teilen die Hauptfaltung gewesen. Überhaupt sind bei der obigen Einteilung Europas die Zonen älterer Konsolidation inmitten jüngerer Konsolidationsbezirke zu den umschließenden jüngeren Bezirken gerechnet worden, so die Böhmische Masse zu Mesoeuropa, so das westmediterrane und pannonische „Zwischengebirge" zu Neoeuropa.

In Fig. 1 veranschauliche ich die oben gegebene Gliederung Europas in Konsolidationsgebiete. Wie erkennbar, habe ich im Gegensatze zur Auffassung von Sueß und in Übereinstimmung mit derjenigen Haugs (Traité, S. 1326) die Dobrudscha zu Mesoeuropa gestellt und in Konsequenz dessen auch die wallachisch-bulgarische Vortiefe des karpathisch-balkanischen Bogens, soweit sie nicht von alpidischen Bewegungen ergriffen worden ist. Hier erscheint also jenseits der Unterbrechung durch das neoeuropäische Karpathengebiet Mesoeuropa von neuem, um weiter östlich und außerhalb des Gebietes der Fig. 1 nochmals am

Donez —, hier in einer nördlich des Podolisch-Asowschen Schildes weit gegen Fennosarmatien von Süden bezw. Südosten vorspringenden Ausbuchtung —, und schließlich als östliche Umrandung von Fennosarmatien



Fig. 1. Tektonische Gliederung Europas

im Uralgebiete sichtbar zu werden. Im Fortstreichen des Uralsystems und speziell des Timans ist ein Stück Mesoeuropa in der äußersten Nordostecke der Fig. 1 noch angegeben.

Im Südosten des in Fig. 1 dargestellten Gebietes lasse ich den Südrand Neoeuropas mit dem Südrande des dinarisch-taurischen Falten-

bogens zusammenfallen und also schon hier das alte indo-afrikanische Konsolidationsgebiet (Gondwanaland) beginnen. Krenkel hat allerdings ganz kürzlich auf einen weiter südlich liegenden, von Tunis über Nordägypten bis Syrien reichenden „Syrischen Bogen“[1]) hingewiesen, den er als Vorbogen des iranisch-taurischen Systems auffaßt. Er ist aber nach älteren und auch nach Krenkels Schilderungen ein germanotypes Gebilde (Bruchfaltengebirge, vgl. Krenkel, a. a. O., S. 276), das also außerhalb Neoeuropas bleiben muß, wie auch die Bruchfalten des Niederdeutschen Beckens, Nordfrankreichs und Südenglands als germanotyp außerhalb Neoeuropas belassen werden.

Der erste Vorzug der tektonischen Einteilung Europas in Konsolidationsgebiete gegenüber der Bertrand-Sueßschen Einteilung kurzhin nach Faltungsgebieten besteht, wie gesagt wurde, in der größeren Schärfe der Abgrenzungen. Zweitens wird durch sie aber das für die Entstehung Europas so hochwichtige Verhältnis von Rahmen und gerahmten Faltungsfeldern in seinen im Fortgange der tektonischen Entwicklung eintretenden Veränderungen ungleich klarer hervorgehoben (vergl. Kap. F 2 b).

D. Der orogene Druck

1. Historisches über „radiale“ und „tangentiale“ Gebirgsbildung

Als ich oben eine Übersicht über die Erscheinungsformen der Orogenese gab, wies ich schon darauf hin, daß im allgemeinen das „Faltengebirge“ als geschaffen durch tangentialen Druck gilt, das Schollengebirge aber als geschaffen durch vertikale Bewegungstendenzen, wobei ganz vorherrschend Zug in die Tiefe angenommen wird.

So ergeben sich nach E. Sueß (Antlitz d. Erde I, 1885) aus der Verkleinerung der Erde tangentiale und horizontale Spannungen, die zu zwei großen Gruppen von Dislokationen führen, nämlich

a) Dislokationen durch tangentiale Bewegung,

b) Dislokationen durch Senkung,

zwischen denen

c) Dislokationen aus vereinigter Senkung und tangentialer Bewegung (Überschiebung der Tiefen usw.)

stehen.

De Margerie und Heim („Dislokationen der Erdrinde“, 1888) unterscheiden Dislokationen, hervorgegangen aus Vertikalbewegungen (Verwerfungen, Flexuren), und Dislokationen, hervorgegangen aus Horizontalbewegungen.

H. Credner stellt in seinen „Elementen der Geologie“ dem Bruchgebirge als „Ergebnis der Abwärtsbewegung von durch Spalten abge-

[1]) E. Krenkel, Der Syrische Bogen. a. a. O.

grenzten Krustenstücken“ das Faltengebirge als Ergebnis eines horizontalen Zusammendruckes gegenüber. Indem er bei den Vertikalbewegungen ganz besonders die abwärtigen im Auge hat, steht er auf dem Boden Sueßscher Auffassungen.

Em. Kayser (Allgem. Geologie II, 7. u. 8. Aufl., S. 209) weist nachdrücklich auf die grundsätzlichen Unterschiede hin, die zwischen horizontalen und vertikalen Dislokationen, Faltung und Bruchbildung bestehen sollen. Alle Faltenbildung ist ein Erzeugnis tangentialer Kräfte, Bruchbildung und die in ihrem Gefolge eintretende Vertikalverschiebung dagegen ein Ergebnis radialer, und zwar, soweit Senkung in Betracht kommt, zentripetaler Kräfte.

Auch Toula (Lehrbuch der Geologie, 2. Auflage, S. 219) stellte dem durch seitlichen Zusammendruck entstandenen Faltungsgebirge das Bruch- und Schollengebirge gegenüber.

A. Tornquist (Allgemeine Geologie 1916) unterscheidet ein Schubgebirge (Faltungs- und Deckengebirge), das durch Zusammenschub, und ein Horst- und Schollengebirge, das durch vertikal wirkende orogene Kräfte erzeugt worden ist.

Emile Haug (Traité de Géologie I, S. 192, 236ff.) stellte den „plissements“ als „mouvements tangentiels“ die „fractures“ als „mouvement verticaux“ gegenüber; letztere treten bei einer „décompression“ nach Aufhören des tangentialen Druckes ein, indem dann die Schwerkraft die Schollen in die Tiefe zieht.

Nicht annähernd so scharf wie bei den bisher genannten Autoren ist die genetische Unterscheidung von Falten- und Schollengebirge bei Chamberlin und Salisbury (Geology, 2. Aufl., S. 542). Die „Mountain-forming movements“ dieser Autoren entsprechen der Faltung; die wirkende Kraft ist der tangentiale Druck, und neben den vorherrschenden horizontalen Bewegungen treten auch Vertikalbewegungen ein. Die „Plateau-forming movements“ entsprechen unserer Blockgebirgsbildung (Western plateaus usw.). Sie sind „eher“ durch vertikale, als durch horizontale Kräfte hervorgerufen, wenn auch manche Flexuren Andeutungen seitlichen Druckes erkennen lassen.

Von der Sueßschen Auffassung hinsichtlich der Entstehung des Schollengebirges war schon Löwl (Geologie, S. 152ff.) abgerückt, indem er nachdrücklich auf Stauungserscheinungen und Hebungen bei Bildung der Gräben hinweis. „Wenn uns die Ursache eines Vorganges dunkel ist, so liegt darin noch kein zureichender Grund, den Vorgang selbst zu bezweifeln.“

Für starke Mitwirkung seitlichen Druckes auch bei der Entstehung des Schollengebirges sind in Deutschland z. B. van Wervecke und Joh. Walther eingetreten, und Verfasser dieses hat im seitlichen Drucke überhaupt die Ursache oder wenigstens die wesentlichste Ursache wie

des „Faltengebirges“ so auch des „Schollengebirges“ gesucht (St. II—VI u. insbes. VIII, S. 390—393).

Ich verweise auf die Bezeichnung der Bruchbildung als einer „intentionellen Faltung“ durch Machatscheck (Penck-Festschrift 1918, S. 20ff.) oder als „verhinderte“ Faltung durch F. F. Hahn (Mitt. Geol. Ges. Wien VI, 1913, S. 483).

H. Cloos (1921, a. a. O.) ist auf ganz anderem Wege wie ich zu der Auffassung gekommen, daß Falten und Brüche in genetischer Hinsicht nicht grundsätzlich verschiedene Dinge sind, sondern daß beide auf seitlichen Druck zurückgehen und die Bruchbildung als „Fortsetzung der Faltung mit anderen Mitteln“ aufgefaßt werden muß.

Auch Argand (Plissements précurseurs usw., a. a. O., S. 25/26) lehnt die „Schollenländer“ als besonderen genetischen Typus ab; nach ihm liegt dort der „Contrecoup“ oder das „Echo“ der alpinen Faltungen. In letzterem Sinne bewegen sich auch die Auffassungen von M. Weber[1]) über die Entstehung der Gräben.

2. Die orogene Hochbewegung

Entscheidende Bedeutung für die Erklärung der Orogenesen kommt der Tatsache der orogenen Hochbewegung zu. Ich habe die sich in dieser Hinsicht ergebenden Erfahrungen in folgender Weise zusammengefaßt (St. VIII, S. 24ff.):

> Alle Gebirgsbildung, auch des Bruchfalten- und Blockgebirges, erfolgt unter Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel („Satz von der orogenen Hochbewegung“).

Ich wiederhole hier des Zusammenhanges wegen einen Teil der damaligen Ausführungen.

Wenn man von „aufwärts“ und „abwärts“ und von „gehoben“ und „gesunken“ spricht, so vergleicht man damit zunächst nur das Verhalten zur Nachbarschaft. In diesem Sinne definiert man den Horst als einen an Verwerfungen „gehobenen“, den Graben als einen an Verwerfungen „gesunkenen“ Teil der Erdkruste. Zu absoluteren Vorstellungen kann man dadurch kommen, daß man die Bewegungen auf den einzigen uns verfügbaren Pegel, nämlich die Oberfläche der Hydrosphäre, bezieht. Allerdings ist der Meeresspiegel der Vorzeit wohl kaum ein stabiles Vergleichsniveau und ganz besonders kann er nicht als stabil gelten, wenn man sich auf den Boden der Kontraktionstheorie stellt, — aber wir haben kein anderes verwertbares Fundament für unsere tektonischen Überlegungen. Und tatsächlich wird von ihm auch ziemlich allgemein

[1]) M. Weber, Zum Problem der Grabenbildung. Ztschr. d. Geol. Ges. 1921, Bd. 73, S. 238ff.

— bewußt oder unbewußt — ausgegangen, wenn man Hebungs- und Senkungsvorgänge der Vorzeit betrachtet.

Faltung bringt Heraushebung; die durch die Faltung auf geringeren Breitenraum gebrachten Gesteinsmassen weichen in den Höhenraum aus. Der Beweis für die Heraushebung liegt in der nach der Faltung einsetzenden Denudation solcher Gesteinsmassen, die sich vor der Faltung unter dem Denudationsbereiche, oft sehr tief unter ihm, befunden hatten[1]).

Wir betrachten die Lage einer Schicht im nördlichen Kalkalpengebiete, z. B. des Muschelkalks, vor und nach der austrischen Hauptfaltung.

Vor der austrischen Faltung lag der Muschelkalk im Bereiche der nordalpinen Geosynklinale unter der ladinischen, karnischen, norischen und rhätischen Stufe, unter Lias, Dogger und Malm, ja vielleicht auch noch unter Unterkreide, also um tausende von Metern versenkt. Denn ältere Bewegungen, die schon vor der austrischen Faltung die geosynklinal abgesunkene Trias wieder hochbewegt hätten, haben hier gefehlt oder doch nur ein geringes Ausmaß gehabt. Nach der austrischen Faltung ist die Trias, einschließlich der Untertrias, weithin der Denudation zugänglich gewesen, und es gelangen die Gosauschichten und örtlich auch schon das Cenoman über dem Denudationsrelief zur Ablagerung.

Es ist demnach mit der austrischen Faltung, d. h. nach der Unterkreide einschließlich Barrême und vor dem Cenoman bezw. Oberalbien, die Aufwärtsbewegung vorher tief versenkter Schichtsysteme in der Geosynklinalzone erfolgt.

Was für die Biegfaltung hinsichtlich der orogenen Heraushebung der Gesteinsmassen ohne weiteres zutrifft, gilt auch für die Bruchfaltung. Das habe ich ganz besonders gegenüber der „Senkungstheorie" geltend gemacht, die E. Sueß in bezug auf die mitteldeutsche Gebirgsbildung noch im letzten Bande des „Antlitzes der Erde" nachdrücklich vertreten hatte und die sich auch sonst unter den deutschen Geologen wenigstens bis vor einer Reihe von Jahren weitgehendster Anerkennung erfreute (St. IV). Ich habe gezeigt, daß gerade in den orogenen Phasen, in denen die „Senkung" eingetreten sein soll, die vorher tief versenkten Gesteinsmassen z. B. in der Randzone des Niederdeutschen Beckens

[1]) Ich bin mir dessen wohl bewußt, daß Denudationen auch submarin eintreten können, daß also Abtragung von Schichtkomplexen nicht unter allen Umständen vorangegangene Hebung bis über Meeresniveau bezeugt. Aber die Fälle submariner Abtragung und insbesondere einer flächenhaften und sehr tiefen sind doch gewiß große Ausnahmeerscheinungen. Und im übrigen lassen sich die Dinge, von denen hier die Rede ist, nicht in einem einzigen, sondern in recht vielen Fällen zeigen, und wenn wirklich in einem Einzelfalle submarine Denudation in Betracht kommen könnte, so bleiben doch die anderen Fälle bestehen.

(nördlichesHarzvorland, Südhannover, Teutoburger Wald) der Denudation zugeführt, also hochbewegt worden sind. Die Beweisführung ist dabei einfach und klar. Wir betrachten, um ein Beispiel zu geben, die kimmerische (jungjurassische) Phase der saxonischen Gebirgsbildung. Wir leiten aus den uns heute zugänglichen Verbandsverhältnissen der Schichten ab (vgl. Fig. 2),

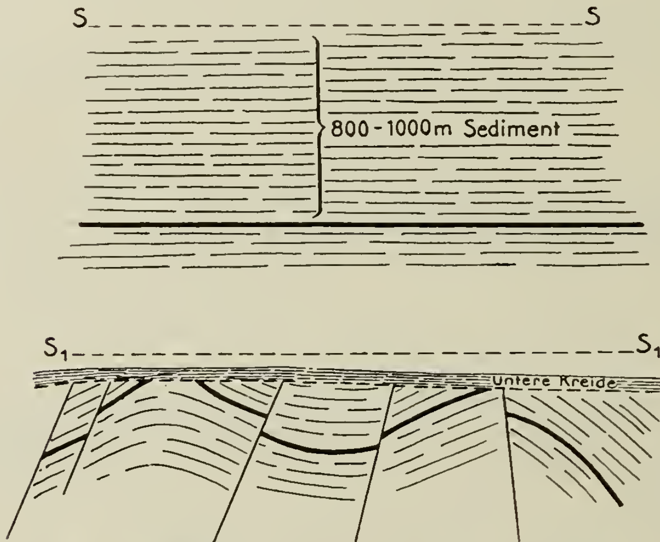


Fig. 2. Schematische Darstellung der Aufwärtsbewegung der Schichten durch die kimmerische Bruchfaltung im nordöstlichen Vorlande der Rheinischen Masse (vergleiche St. IV, S. 581).
Die obere Figur veranschaulicht die Lage der Röt-Muschelkalk-Grenzschicht zum ozeanischen Spiegel S-S vor der kimmerischen Bruchfaltung.
Die untere Figur veranschaulicht ihre Lage zum ozeanischen Spiegel S_1-S_1 nach der kimmerischen Bruchfaltung und nach Wiedereinebnung und Überflutung der kimmerischen Ketten.

1. daß vor dieser Gebirgsbildung die damals noch ungestörten Schichtmassen tief unter dem Meeresspiegel lagen;
2. daß nach der Gebirgsbildung die nunmehr gestörten und gefalteten Gesteinsmassen einer ausgedehnten und tief eingreifenden Denudation unterliegen, also über Meeresniveau gehoben worden sind.

Und daraus ergibt sich eben, daß mit der Gebirgsbildung eine Aufwärtsbewegung der Gesteinsmassen zeitlich zusammenfällt.

Weiter habe ich für das Oberrheintal als Geosynklinale aus jungeozäner bis miozäner Zeit mehrfach hervorgehoben, daß — so paradox das klingen mag — die Umgestaltung zu einem „Graben“ unter Aufwärtsbewegung des Geosynklinalinhaltes gegenüber den

Randgebieten erfolgt ist. Das ergibt sich daraus, daß die vorher von der Denudation durch ihre tiefe Lage geschützten tertiären Schichtmassen nach dem orogenen Vorgange, der ihnen die Bruchumrandung gegeben und sie auch sonst tektonisch umgeformt hat, der Denudation zugänglich sind. Und wenn der Rheintalgraben auch nach der Heraushebung noch gesunken gegenüber seinen Nachbargebieten ist, so liegt das eben daran, daß die nachträgliche (orogene) Aufwärtsbewegung die vorangegangene (epirogene) Absenkung nicht kompensiert hat.

Genau wie im deutschen Boden ist, wie ich schon früher hervorgehoben habe, die Sachlage in den Gebieten der Bruchfaltung Nordfrankreichs oder Südenglands, z. B. entlang der Achse des Artois. Die Denudationen, die im Gebiete dieser Achse zwischen dem Jura und der Unterkreide im Gefolge der kimmerischen Gebirgsbildung (z. B. im Boulonnais) oder weithin nach der Oberkreide und vor dem Landénien im Gefolge der laramischen Gebirgsbildung eingetreten sind, zeigen die mit den Dislokationsvorgängen erfolgte Hebung an, die auch die „gesunkenen“ Zonen betroffen hat (St. VIII, S. 384).

Hinsichtlich der vorangegangenen geosynklinalen Absenkung und der mit den Orogenesen erfolgenden Heraushebung der Schichten des Untergrundes ist die Sachlage also im Bruchfaltengebirge nicht anders, wie im echten Faltengebirge.

Mag nunmehr der Zusammenhang zwischen Gebirgsbildung und Aufwärtsbewegung für die Decken- und echten Faltengebirge, wie auch für die Bruchfaltengebirge, die als bei der Faltung zerreißende Massen aufwärts bewegt werden, erwiesen sein, so ist die Sachlage auch nicht anders hinsichtlich der dislozierten Gebiete von Blockgebirgstypus.

Auch hier wiederhole ich ein früher bereits behandeltes und m. E. besonders klares Beispiel (St. VIII, S. 384).

Zwischen den von Hunderten von Verwerfungen durchsetzten Falten des Eggegebirges und der paläozoischen Rheinischen Masse liegt das Gebiet der „Randstaffeln“ dieser Rheinischen Masse. Sie sind in sich kaum noch gefaltet und geben geradezu schulbeispielmäßig das Bild des stufenförmigen „Abbruches“ einer älteren Masse zu einem Senkungsfelde. Entlang der Diemel von Marsberg abwärts befinden wir uns zunächst noch im paläozoischen Grundgebirge. Es folgt nach Osten die erste Abbruchstaffel, die hier Zechstein und Unteren Buntsandstein enthält; es folgt die zweite, zusammengesetzt aus Mittlerem Buntsandstein; es folgt die dritte, bestehend aus Röt und Muschelkalk —, und so kommen wir allmählich in das „Senkungs“gebiet mit den Eggefalten. Diese Abbruchstaffeln sind gleich den Eggefalten vorkretazisch, wie nördlich der Diemel die diskordante Überdeckung durch die Kreide beweist. Der Vorgang ist auch hier ohne weiteres klar. Ehe nämlich die Verwerfungen

entstanden waren und die Erscheinung des Blockgebirges hervorgerufen hatten, lagen die heute von der Kreide transgredierend überdeckten Schichten in der Tiefe, und über sie war noch das Jurameer oder wenigstens noch das Liasmeer — jüngerer Jura ist am südlichen Eggegebirge nicht mehr bekannt — hinweggeflutet. Die flache Überdeckung der eingeebneten Randstaffeln durch die Kreide beweist aber, daß der Gebirgsbildung eine tiefeingreifende Denudation gefolgt ist und die bei der Gebirgsbildung entstandenen Niveauunterschiede beseitigt hat, und diese Denudation setzt natürlich die entsprechende Heraushebung des ganzen Staffelgebietes voraus. Also auch hier ist die Wirkung des orogenen Vorganges keine absenkende, sondern eine heraushebende gewesen. Und in welche anderen Gebiete von Blockgebirgstypus wir nun auch gehen mögen, nirgends ist ein Beweis dafür gegeben, daß den Blockverschiebungen eine Sedimentation verstärkten Maßstabes als Hinweis auf eingetretene Versenkungen unmittelbar gefolgt sei; vielmehr finden wir so oft, daß an den dislozierten Erdstreifen die Denudation einsetzt, d. h. daß Gesteine, die vorher wegen ihrer Tiefenlage für die Denudation nicht erreichbar waren, durch Hebung in die Sphären der Denudation gelangt sind.

Alb. Heim[1]) hat aus den Schwereverhältnissen des Alpengebirges den Schluß gezogen, daß der Faltenwulst der Alpen nicht nur in die Höhe gewachsen, sondern infolge seines Gewichtes auch in die als nachgiebig anzunehmende Tiefe eingesunken sei, Tiefenmassen von höherem spezifischen Gewichte beiseite drängend. Nach ihm hat sich Koßmat[2]) mit dieser Frage des Einsinkens der Berge unter besonderer Bezugnahme auf die europäischen Hochgebirge befaßt. Aber beiden Autoren schwebt dabei insbesondere das allmähliche Einsinken der Gebirge nach der Faltung vor, also Erscheinungen, die nicht zur Orogenese, sondern, mögen sie auch Nachwirkungen von Orogenesen sein (vgl. S. 23 ff.), ihrer Art und Zeitdauer nach zur Epirogenese gehören und deshalb weiterhin ihre Erörterung finden. Bei den jetzigen Ausführungen über die Orogenese kommen aber nur diejenigen Einsenkungen in Betracht, die schon gleichzeitig mit dem Faltungsakte eingetreten sein könnten, und nur auf diese könnte sich Koßmats Bemerkung gründen, daß „Stilles orogenetisches Hochbewegungsgesetz nur auf die Oberfläche Bezug hat". Er hat darin Recht —, aber an dem Zutreffen des Satzes, daß die Orogenese unter Aufwärtsbewegungen erfolgt, wird dadurch nichts geändert, daß außer der Entwicklung des Faltenwulstes aufwärts vielleicht auch schon eine solche in abwärtiger Richtung eintrat.

---

[1]) A. Heim, „Geolog. Nachlese", Nr. 1. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 1892.

Derselbe, „Das Gewicht der Berge". Jahrb. d. Schweizer Alpenklub, 53. Bd. Zürich 1918, S. 179.

Derselbe, „Geologie der Schweiz", Bd. 2. Leipzig 1919, S. 52.

[2]) Die mediterranen Kettengebirge usw., a. a. O.

3. Der orogene Druck als Hauptmotiv aller Orogenese

Daß die höheren Formen der Orogenese (Faltengebirge und Deckengebirge) das Ergebnis seitlichen (tangentialen) Druckes sind, wird durch die Einengung angezeigt, die die vorher auf weiteren Raum verteilten Schichten durch den Faltungsvorgang erfahren haben. In diesem Sinne besteht wohl völlige Einmütigkeit der Auffassung. Daß nun aber auch die niedrigeren Formen der Orogenese auf diesen orogenen Druck zurückgehen, ergibt sich aus folgendem (St. VIII, S. 390):

1. Wir erkannten eine sozusagen lückenlose Formenreihe vom höchsten orogenen Typus zum niedrigsten (Satz von der Verknüpftheit der orogenen Formen, s. S. 224), und es ist unmöglich, wenn man den Dingen nicht Gewalt antun will, innerhalb dieser Reihe einen Schnitt zu machen zwischen denjenigen Formen, die sicher durch seitlichen Druck geschaffen sind, und der nächsttieferen, jedoch nur wenig abweichenden Form, die nun plötzlich auf ganz andere Ursachen zurückgehen soll; dazu ist vielleicht noch festzustellen, daß diese letztere Form im Fortstreichen des Gebirges wieder eine Gestaltung annimmt, die mit der nächst höheren und dem Faltengebirge noch zugerechneten Form übereinstimmt.

2. Auch die niedrigeren Formen der Orogenese entstehen in jenen Zeitphasen, in denen sich aus den Erscheinungen der Faltung das Wirken des orogenen Druckes in der Erdkruste zu erkennen gibt (Satz von der Gleichzeitigkeit der orogenen Formen, s. S. 229).

3. Auch die niedrigeren Formen der Orogenese entstehen unter Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel (Satz von der orogenen Aufwärtsbewegung, s. S. 236).

Auf Grundlage (1.) des Satzes von der Verknüpftheit der orogenen Formen, (2.) des Satzes von der Gleichaltrigkeit der orogenen Formen und (3.) des Satzes von der orogenen Hochbewegung sagen wir also zusammenfassend, daß in ein und denselben orogenen Phasen (2.) die verschiedensten, aber durch Übergänge miteinander verknüpften (1.) orogenen Formen unter Hebung gegenüber dem ozeanischen Spiegel (3.) entstehen.

Aus diesen Verhältnissen ergibt sich m. E. die Unmöglichkeit einer grundsätzlichen Unterscheidung einer tangentialen Gebirgsbildung, die zum Faltengebirge führt, und einer aus rein vertikal wirkenden Kräften hervorgehenden Gebirgsbildung, die das Schollengebirge schaffen soll. Vielmehr muß die gleiche Kraft Falten- und Schollengebirge hervorrufen („Satz von der Einheitlichkeit der orogenen Kräfte").

Sind also Deckengebirge und Faltengebirge das Ergebnis seitlichen Druckes, so müssen auch Bruchfaltengebirge und Block-

gebirge samt ihren Verwerfungen durch seitlichen Druck geschaffen worden sein.

Stellt man zwar ein typisches Faltengebirge oder gar ein Deckengebirge einem Blockgebirge gegenüber, so mag zunächst die Vorstellung sich aufdrängen, daß ganz verschiedene Vorgänge, — im ersten Falle ein zusammenschiebender, im letzteren ein senkender, — die so ungemein verschiedenen Bilder erzeugt haben. Aber beide sind doch nur Einzelformen, wenn auch fast gegenpolige, in einer durch zahlreiche Übergänge in sich verknüpften Reihe.

Die so häufig zu findende genetische Gegenüberstellung horizontaler (tangentialer) und vertikaler Gebirgsbildung, d. h. die Auffassung, daß Vertikalbewegungen eine der Faltung entgegengesetzte Kategorie von Erscheinungen seien, ist ja schon deswegen abzulehnen, weil jede Faltung mit vertikalen Hebungen verknüpft ist.

Das Bruchfaltengebirge hat, wie wir schon einmal sagten, eine besondere Bedeutung als Bindeglied zwischen Falten- und Schollengebirge, und die Frage seiner Entstehung bedeutet somit überhaupt die Frage der Einheitlichkeit der orogenen Kräfte. Insbesondere ist ja das durch die saxonische Gebirgsbildung geschaffene Bruchfaltengebirge Mittel- und Nordwestdeutschlands lange genetisch vom Faltengebirge abgetrennt und auf vertikale Bewegungen zurückgeführt worden. Aber in bezug hierauf möchte ich zusammenfassend aus einer älteren Veröffentlichung (St. VI, S. 232) folgendes wiederholen:

Die Hochbewegung gewisser relativ mobiler Erdzonen gegenüber dem ozeanischen Spiegel und gegenüber den als Rahmen auftretenden stabileren Massiven, die Entstehung von Sätteln und Mulden und sonstigen auf Raumeinengung hinweisenden Formen in den aufsteigenden Gesteinsmassen, das Eintreten des hebenden und faltenbildenden Vorganges in ganz bestimmten und engbegrenzten zeitlichen Phasen, und zwar in den gleichen, in denen auch die „echten" Faltengebirge entstehen, — das alles hat die saxonische Gebirgsbildung mit der Biegfaltung gemeinsam. Das sind aber diejenigen Verhältnisse, die wir im Faltengebirge durch einen episodischen seitlichen Zusammenschub erklären.

Wie soll man sich überhaupt eine hebende Kraft, die sich von Scholle zu Scholle verschieden stark äußert, anders vorstellen, denn als die hebende Kraft, die auch bei der „echten" Faltung wirkt?

Es wird weiterhin von den Ursachen der Epirogenese die Rede sein, und auch sie werden in der Hauptsache in tangentialen Stauungen innerhalb der Erdkruste gesucht werden. Somit darf man orogenen Druck nicht kurzhin dem „seitlichen" Drucke gleichsetzen, denn auch der epirogene ist nach der eben genannten Auffassung ein seitlicher. Vielmehr ist orogener Druck als der verstärkte seitliche Druck der orogenen Phasen

zu definieren, verstärkt bis zu dem Grade, daß seine Wirkungen sich nicht auf Vorgänge von rein epirogener Art beschränken, sondern daß er auch zu Reaktionen von orogener Art führt.

Es ist schließlich möglich, daß es neben dem orogenen Drucke als dem Hauptmotive der Orogenese auch orogene „Nebenmotive" gibt. Aber dasjenige tektonische Nebenmotiv, dem weiterhin bei der Erörterung der epirogenen Vorgänge nicht unerhebliche Bedeutung zugesprochen werden wird, scheint bei der Orogenese ganz zurückzutreten, nämlich die Isostasie. Vollziehen sich doch die orogenen Erscheinungen, wie schon oft hervorgehoben worden ist, im Gegensatze zur Isostasie und führen sie doch geradezu anisostatische Zustände herbei, die hinterher, und zwar im allgemeinen durch Vorgänge, die in den Kreis der Epirogenese fallen, allmählich wieder ausgeglichen werden. In diesem Sinne meinte auch Axel Born[1]) neuerdings wieder, daß die Isostasie nie Ursache der Gebirgsbildung sein kann, daß sie vielmehr „gebirgsbildungsfeindlich" sich verhält und deren Folgen wieder auszugleichen sucht. Der Annahme der Isostasie als eines orogenen Motives widerspricht, wie ich schon mehrfach (St. V u. XIII, S. 20/21) hervorgehoben habe, allein schon die Gleichzeitigkeit der orogenen Geschehnisse in den verschiedensten Erdgebieten, denn diese Tatsache erfordert ein universelles Erklärungsmotiv, während die Isostasie doch nur ein örtliches ist. Solange man nur Einzelgeosynklinalen im Auge hat, wie diejenige der Alleghanies, könnte man nach dem Vorbilde von James Hall die Entstehung des Faltengebirges aus ihm, — des „Synklinoriums", um den Ausdruck Danas zu gebrauchen —, aus rein örtlichen Verhältnissen der Einzelgeosynklinale erklären. Aber heute wissen wir doch, daß gleichzeitig mit den Alleghanies (saalische Phase) Pyrenäen, Donezgebiet, Ural und gewisse Gebirgszonen Südasiens ihre Hauptfaltung erfuhren und daß gleichzeitig in den Westalpen und Ostalpen, in Frankreich und auf der Iberischen Halbinsel wie auch in weiten Teilen Südamerikas sich ältere variscische Faltung kräftig wiederholte.

Haben wir neben dem Hauptmotive der Orogenese noch Nebenmotive, so könnten natürlich auch diese in den orogenen Phasen zur Geltung gekommen sein; die Erfahrungen, die im orogenen Zeitsatze zusammengefaßt sind, widersprechen also an sich nicht der Annahme von Nebenmotiven. Aber zu erwarten wäre doch, daß Nebenmotive sich auch einmal in anderen Zeiten äußerten, wie das Hauptmotiv. Oder haben sie das getan? Ist zwar die Mehrzahl der orogenen Phasen auf das orogene Hauptmotiv zurückzuführen, dagegen einzelne, — vielleicht solche, die erst wenig belegt sind —, auf irgend-

[1]) A. Born, Isostasie und Schweremessung. Berlin 1923, S. 70.

ein Nebenmotiv? Einstweilen liegt keinerlei Veranlassung zu solcher Annahme vor. Jedenfalls müßte man aber die Möglichkeit von Nebenmotiven in Fällen von Dislokationen in sonst durchaus anorogenen Zeiten ins Auge fassen.

4. Der Begriff „Faltung“

In der Literatur ist mehrfach behandelt worden, wie weit man in der Anwendung des Begriffes „Faltung“ gehen darf. „Faltung“ ist der Vorgang, der „Falten“ schafft, und Falten sind wellenartige Verbiegungen von Gesteinsmassen. „Faltung“ wäre also „wellenartige Verbiegung der Gesteinsmassen“. Aber ausnehmen von der Faltung als einer Strukturveränderung des Bodens muß man von vornherein die epirogene Undation („Großfaltung“), mag auch rein äußerlich einmal „Konvergenz“ zwischen einer besonders kleinwelligen „Großfalte“ und einer besonders großwelligen „echten Falte“ eintreten. Somit wird man also von „Faltung“ noch sprechen, solange ein gewisser Wellenwurf des Bodens als Ergebnis orogener Vorgänge vorliegt, mögen die Wellen schließlich auch recht flach sein oder mögen sie auch nur (Bruchfaltung) in der Gesamtanordnung von Einzelschollen zu einem gewissen Ausdrucke kommen. Das wird aber der Fall sein, solange noch orogene Einengungen vorliegen, und so mag man Faltung auch als die „orogene Kompression der Erdzonen“ (St. VI, S. 275) definieren. Nicht mehr als Faltung wird man also im allgemeinen die Entstehung des Blockgebirges bezeichnen. Hier, wie auch sonst in zweifelhaften Fällen der Berechtigung des Begriffes Faltung, mag man sich auf den Oberbegriff „Orogenese“ beschränken, von dem die Faltung nur eine Unterform ist, und zwar die verbreitetste und wichtigste.

E. Argand (Plissements précurseurs usw., a. a. O., S. 13) deutete kürzlich an, daß man von „Faltung“ sprechen könne, solange bei den Bewegungsvorgängen noch eine horizontale Komponente erkennbar sei. Aber ich möchte nicht so weit gehen, denn eine horizontale Komponente kann auch bei epirogenen Ein- und Aufwölbungen in Erscheinung treten, und die jungen (epirogenen) Absenkungen des bayrischen Alpenvorlandes scheinen ja tatsächlich die Verknüpftheit mit einer Einengung zu zeigen (s. S. 21). Dazu handelt es sich auch in dem Beispiele, von dem Argand ausgeht (Einsenkung des Südrandes der Alpen zur Zeit der Piacenza-Stufe), um einen epirogenen Vorgang. Würden wir aber die epirogene Undation nicht von den (orogenen) Faltungen (Undulationen) ausnehmen, so kämen wir schließlich dahin, daß so ziemlich jede Bewegung in der Erdkruste eine „Faltung“ sei.

5. Zerrungserscheinungen

a) Zerrungen als Begleiterscheinungen des Schollengebirges

Wir stehen der Frage gegenüber, ob auch die Erscheinungen der Zerrung, d. h. des seitlichen Auseinanderweichens von Erdschollen, mit der Vorstellung, daß alle Orogenese auf seitlichem Drucke beruht, vereinbar sind oder ob noch besondere zerrende Kräfte, die nicht auf die lateralen Druckkräfte zurückgehen, angenommen werden müssen.

Auf Zerrungen („Distraktionen") deuten ja häufig schon die ehemals offenen Klüfte hin, die durch Mineralgänge oder Magma erfüllt sind. Ebenso sind normale, d. h. zur gesunkenen Scholle einfallende Verwerfungen in vielen Fällen der Ausdruck dessen, daß die Schollen sich nicht nur vertikal gegeneinander verschoben haben, sondern auch in der Horizontalen etwas auseinander gerückt sind. Und wenn in einem Schollenverbande derartige echte Verwerfungen als einzige Dislokationen auftreten, nicht aber daneben auch Überschiebungen, Faltungen und Schrägstellungen der Platten, d. h. also solche Erscheinungen, die eine Einstellung der Massen auf engeren Raum bedeuten, so kommt zum Ausdruck, daß der ganze Gesteinsverband nach seiner Dislozierung einen breiteren Raum einnimmt als vorher.

Es ist ja nun in der Literatur immer wieder geäußert worden, daß seitlicher Druck und Zerrung miteinander in Widerspruch seien. Und wie man überhaupt das Schollengebirge als Ergebnis radial wirkender Kräfte auffassen will, so soll nach vielen Autoren auch noch eine besondere zerrende („distraktive") Tendenz bei seiner Entstehung wirksam gewesen sein. So haben die amerikanischen Autoren im Koloradogebiete und in den Basin Ranges Schollenbildung und Schollenverschiebung unter Auseinanderziehen des betroffenen Gebietes angenommen. „Folding is due to compression, faulting to tension", sagte T. M. Reade[1]) im Jahre 1903. So hat Haug (vgl. oben) von einer „décompression" im Gegensatze zu der faltenerzeugenden „compression" gesprochen. So meinte Em. Kayser (Allgemeine Geologie, 7. u. 8. Aufl., 1923, Bd. I, S. 271), daß wohl die Mehrzahl der Grabenversenkungen auf Dehnungen und Zerrungen zurückzuführen sei und daß ihre Absenkung eine Flächenvermehrung bedeute; der „Flächenverminderung durch Faltung" steht die „Flächenvermehrung durch Vertikaldislokationen" gegenüber (ebenda, Bd. II, S. 210).

Im Gegensatze zu derartigen Auffassungen hat sich schon Löwl[2]) 1906 gegen Zerrung als Ursache des Schollengebirges ausgesprochen.

---

[1]) T. M. Reade, The Evolution of Earth Strukture with a Theory of Geomorphic. Changes. London 1903, S. 212.

[2]) F. Löwl, Geologie. Leipzig 1906, S. 152.

Sind doch nach ihm in allen gut untersuchten und gut aufgeschlossenen Schollenländern auch Stauungserscheinungen nachgewiesen. Daß solche auch im klassischen Gebiete des Blockgebirges, nämlich in den westlichen Plateaugebieten Nordamerikas, nicht fehlen, hat Ch. L. Baker[1]) hervorgehoben.

b) Einzelbeispiele von tatsächlichen oder angeblichen Zerrungen

α) Zerrungserscheinungen bei der saxonischen Gebirgsbildung

In bezug auf den deutschen Boden ist die Frage der Zerrungen, die insbesondere entlang Störungen in der rheinischen (süd-nördlichen) Richtung erkennbar sind, vielfach behandelt worden. So hat H. Quiring[2]) auf Grund von Grubenaufschlüssen die durch Dislokationen herbeigeführten Zerrungen in Oberschlesien auf etwa 3%, im westfälischen Karbon auf 6% berechnet. Schon 1908 habe ich, als ich eine Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Eggegebirges gab und dabei zum ersten Male die Anordnung des Schollengebirges nach Hebungs- und Senkungsachsen auseinandersetzte, den „Faltungsgräben", die gewissermaßen als versenkte Muldenkerne aufzufassen sind, „Zerrungsgräben" als Einsenkungen oder Einstürze in klaffende Spalten gegenübergestellt[3]). Aber stets bezweifelt habe ich das Bestehen besonderer zerrender Kräfte, die nicht letzten Endes mit den tangentialen Stauungen der Erdrinde zusammenhingen. Entscheidend ist in diesem Sinne die Tatsache, daß das deutsche Schollengebirge und zwar auch dort, wo Erscheinungen der Zerrung auftreten, sich unter Aufwärtsbewegung gebildet hat; wir stehen also der Tatsache orogener Aufwärtsbewegungen unter Zerrungserscheinungen gegenüber, und somit wird die Zurückführung der saxonischen Zerrungen oder wenigstens der Hauptmasse derselben auf differentielle Senkungen unhaltbar. Ich habe allerlei allgemeine und Sonderverhältnisse erörtert, unter denen das Auftreten von Zerrungen bei der saxonischen Faltung erklärbar erscheint (St. VI, S. 287). Z. B. habe ich an Lockerungen des Gefüges gedacht, die eintreten, wenn die durch die Faltung hochbewegten Massen

---

1) Ch. L. Baker, The Nature of the later deformations in certain Ranges of the Great Basin. Journ. of Geol. 1913, Bd. 21, S. 273ff.

2) H. Quiring, Die Entstehung der Sprünge im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. Glückauf 1913, S. 477ff.

Derselbe, Die Entstehung der Schollengebirge. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 1913. Bd. 65, S. 418ff.

3) H. Stille, Die tektonischen Verhältnisse des östlichen Vorlandes der südlichen Egge, abgedruckt in den Erl. zu den Bl. Driburg, Willebadessen und Peckelsheim, Lief. 142 d. geol. Spezialkarte v. Preußen. Berlin 1908. Mit tektonischer Übersichtskarte 1 : 100000; vgl. z. B. Fig. 2 nebst Beschriftung.

sich über ihre Rahmen erheben und dadurch eine gewisse seitliche Bewegungsfreiheit gewinnen. Weitere Möglichkeiten sekundärer Lockerung ergeben sich daraus, daß gewisse Faltenzonen weit voraneilen und dann durch Nachbarmassen nicht mehr so eingeengt und eingeschlossen sind, wie in tieferer Lage; das kommt besonders im Falle der Faltung ohne nennenswerte Bedeckung in Frage, d. h. unter Verhältnissen, die gerade für die saxonische Faltung weithin zutreffen. Ferner sind nach van Wervecke sekundäre Lockerungen dadurch erklärbar, daß bei der Überdeckung eines starreren Grundgebirges durch geringmächtige Schichttafeln „die jüngeren Schichten gezwungen werden, sich dem sich aufwölbenden älteren Kerne anzupassen und ihre Oberfläche zu vergrößern".

In der Mehrzahl der genannten Fälle handelt es sich um Lockerungen des Gefüges, die mehr oder weniger senkrecht zur Richtung des wirkenden Druckes eintreten, und zwar in Niveaus, die dieser Druckwirkung entzogen sind; hier ist der seitliche Druck nur die mittelbare Ursache der Zerrungserscheinungen. Als ihre unmittelbare Ursache könnte man ihn vielleicht in solchen Fällen ansehen, in denen er Zerberstungen des Untergrundes, die mit Zerrungen verknüpft sind, herbeiführt. Ich verweise in diesem Sinne auf die weiter unten folgenden Ausführungen über Zerdrückungsbrüche bei der saxonischen Gebirgsbildung.

Den saxonischen Zerrungen sind die angeblichen Zerrungen bei der Dislozierung der Newark-Becken des östlichen Amerikas (vgl. S. 54) an die Seite zu stellen. Alle Erfahrungen dort fügen sich der in den saxonischen Gebieten Deutschlands gewonnenen Vorstellung, daß die Dislozierung unter Aufwärtsbewegung des Inhaltes der Newark-Geosynklinalen erfolgt sei, voll ein, wenn auch der in Teilen des deutschen Bodens so klar ersichtliche Beweis in den Newark-Gebieten wegen des großen Altersunterschiedes zwischen den dislozierten und den diskordant zu diesen liegenden Schichtsystemen nicht in gleicher Eindeutigkeit zu führen ist.

Ist also auch — alles in allem — das Auftreten von Zerrungserscheinungen bei der saxonischen Gebirgsbildung durchaus zuzugeben, so sind sie doch als mittelbare oder in einzelnen Fällen als mehr unmittelbare Wirkungen des orogenen Druckes erklärbar.

ξ) Die sog. disjunktiven Brüche Zentralasiens

In Zentralasien haben namentlich die russischen Geologen (Obrutschew u. a.) von „disjunktiven", d. h. aus Zerrung und Zerreißung hervorgegangenen Dislokationen gesprochen, und diese Vorstellung ist von E. Sueß aufgenommen und im „Antlitz der Erde" vertreten worden. Es handelt sich dabei insbesondere um das Gebiet der „Altaiden", wo zwei Gebirgsbildungen zu unterscheiden sind,

eine ältere, die variscische, von durchaus alpinotyper Art und eine jüngere, die zu mehr germanotypen Formen geführt hat. „Horste“ der letzteren sind der Tianschan, der Beischan, der Nanschan, der Altai, der Changai usw. Zwischen ihnen liegen „Gräben“ mit mesozoisch-känozoischer Sedimentation (Angara-Serie, Gobi-Serie). Ein Beispiel eines solchen ist der Pri-tianschansche Graben zwischen Tianschan und Beischan, dessen Sohle bei Turfa bis 200 m u. M. hinabreicht. Ein zweiter solcher Graben liegt zwischen Beischan und Nanschan, andere Gräben sind das Seental zwischen Tanu-ola, Changai und Gr. Altai und die Dsungarische Senke zwischen Gr. Altai und Tianschan. Häufig sind die Abbrüche zu diesen Gräben in Staffeln erfolgt. Neben den Brüchen treten in den Gräben und insbesondere an den Rändern gegen die Horste auch Faltungen auf. Dazu sind die Horste vielfach auf die Gräben überschoben, so der Tianschan nach Süden auf den Pri-tianschanschen Graben und das Tarim-Becken, so die Alai-Kette nach Norden auf das Ferghana-Becken. Auf die Autorität von Sueß gestützt hat die Vorstellung der „disjunktiven“ Verwerfungen Zentralasiens viel Anklang gefunden, aber die Darstellungen von Leuchs[1]), Machatschek[2]), Friedrichsen[3]), D. J. Muschketow[4]) u. a. zeigen doch, daß die Sachlage in Zentralasien in ihren Grundzügen größte Ähnlichkeit mit derjenigen in Mesoeuropa hat. Die Horste sind unseren mitteleuropäischen Horsten (Böhmische Masse, Rheinische Masse usw.) vergleichbar, und die großen Gräben sind gleich unseren großen Senkungsfeldern in der Hauptsache epirogene Senken aus der Zeit der Ablagerung der mesozoisch-känozoischen Serien und haben sich nachträglich mit Verwerfungen umzogen, wobei an diesen die Horste gegen die Senkungsfelder vorbewegt wurden, wie etwa der Harz gegen das Subhercynische Becken oder das Lausitzer Massiv gegen die Kreidegebiete des Elbtales. Alles in allem scheinen an den angeblichen disjunktiven Brüchen Zentralasiens Spuren der Zerrung ebensowenig oder ebensoviel aufzutreten, wie an unseren saxonischen Brüchen, und was also oben

---

[1]) K. Leuchs, Ergebnisse neuer geolog. Forschung im Tianschan. Geolog. Rundsch. 1913, Bd. 4, S. 15ff. (hier ist die ältere Literatur angegeben).

Derselbe, Die Bedeutung der Überschiebungen in Centralasien. Ebenda, 1914, Bd. 5, S. 81ff.

Derselbe, Zentralasien. Handb. Reg. Geol. 1916.

[2]) F. Machatschek, Ergebnisse einer Studienreise in den westlichen Tianschan. Mitt. k. k. Geogr. Ges. Wien 1912, S. 107ff.

Derselbe, Vorläufiger Bericht über den Verlauf und die Ergebnisse einer Forschungsreise durch Russisch-Turkestan im Jahre 1914. Mitt. k. k. Geogr. Ges. Wien 1915, Bd. 58, S. 350ff.

[3]) Friedrichsen, Russ. Zentralasien. Globus 1915, S. 428ff.

[4]) D. J. Muschketow, Reise im Narynkiris und in Kaschgarien. Iswjestija Russ. Geogr. Ges. 53, 1918.

über die Zurückführung der saxonischen Zerrungen auf den orogenen Tangentialdruck gesagt worden ist, dürfte auch hinsichtlich der sogenannten „disjunktiven“ Dislokationserscheinungen Zentralasiens gelten.

γ) v. Richthofens ostasiatische Zerrungsbögen

Großartige Zerrungsbrüche sollen nach v. Richthofen das östliche Asien durchsetzen und dieses in gewaltige Landstaffelblöcke zerlegen, von denen der Mongolische Block, der Mandschurische Block und der Japanische Block Beispiele sind. Dabei soll die Zerrung in dem großen Höhenunterschiede zwischen der Mongolei und den pazifischen Tiefseerinnen (Tuscaroratiefe usw.) in der Weise begründet sei, daß die östlich liegende Tiefe das westlich liegende höhere Land in Staffeln zu sich hinabzog, wobei die Staffelblöcke sich schräg stellten und an ihren höher liegenden Osträndern gebirgsartige Aufwulstungen erfuhren. So sollen der Khingan am Ostrande der Mongolischen Landstaffel, der Sikhota alin am Ostrande der Mandschurischen Landstaffel und der Japanische Gebirgsbogen am Ostrande der Japanischen Landstaffel entstanden sein. Damit kam v. Richthofen[1]) zu einem besonderen „ostasiatischen“ Typus der Gebirge, nämlich den „Zerrungsbögen“, entstanden durch Zerrung von Orten jenseits des Außenrandes her. Er stellte sie den „Stauungsbögen“ von Alpentypus gegenüber, entstanden durch Hinüberquellen der zur Auffaltung kommenden Massen über ein meist tiefversenktes Vorland als Folge einer von der Rückseite nach der Außenseite wirkenden Kraft. Die Zerrungsbögen haben also nur die Form des Bogens mit dem Alpentypus gemeinsam, während sie geogenetisch ganz andersartige Gebilde sein sollen. Frech[2]) und Volz[3]) haben sich die Richthofenschen Auffassungen in hohem Maße zu eigen gemacht und einen aus Zerrung hervorgegangenen Staffelbau im Gesamtgebiete des Pazifik und Indik, wie auch im Malayischen Archipel, erkennen wollen. Volz (a. a. O., 1913) gibt dabei dem Richthofenschen Zerrungsgedanken noch eine Ergänzung. Nach Richthofens Vorstellung war nämlich bei der Zerrung der nur etwa 15 km betragende Höhenunterschied zwischen Tibet und den tiefsten pazifischen Gräben wirksam. Volz

---

[1]) F. v. Richthofen, Geomorphologische Studien aus Ostasien, Teil IV. Sitzungsber. Pr. Ak. d. Wiss., Phys.-math. Kl. 1903, Bd. XL, S. 867 ff.

[2]) F. Frech, Erdbeben und Gebirgsbau. Peterm. Geogr. Mitt., Bd. 53, S. 245. Derselbe, Bd. V von F. v. Richthofens „China“. Berlin 1912, S. 257.

[3]) W. Volz, Der Malaiische Archipel, sein Bau und seine Zusammensetzung. Sitzungsber. Phys.-med. Sozietät. Erlangen 1912, Bd. 44, S. 178 ff.

Derselbe, Süd-China und Nord-Sumatra. Verh. d. Ferd. v. Richthofen-Tages 1913, S. 29 ff.

Derselbe, Der ostasiatische Landstufenbau als Ausdruck oberflächlicher Zerrung. Peterm. Mitt. 1914, Jahrg. 60, S. 174 ff.

bewertet aber nun die Absenkung von Staffel zu Staffel und findet infolge der Schrägstellung der einzelnen Staffelblöcke als Gesamtsumme der stattgehabten Senkungen „nicht viel unter 50000 m“. Damit soll die schwierige Vorstellung beseitigt werden, daß die pazifischen Gräben über viele Tausende von Kilometern hinweg ihre zerrende Wirkung geltend gemacht hätten. Aber die auf dem Höhenunterschiede von Tibet und den ostasiatischen Tiefseerinnen beruhende zerrende Kraft kann doch nicht dadurch vermehrt worden sein, daß sich die einzelnen Staffeln, die sich bei Auslösung der Zerrung bildeten, schräg stellten.

Gegen die Richthofenschen Vorstellungen haben sich u. a. Th. Lorenz[1]), F. Löwl[2]), T. Ogawa[3]) und E. Horn[4]) gewandt. Sie machen mit Recht geltend, daß die neueren Beobachtungen in den angeblichen „Zerrungsbögen“ gegen das Vorhandensein von Zerrungen sprechen, daß vielmehr auf Schub hinweisende Erscheinungen, ja sogar Überschiebungen vielfach erkannt sind und daß überhaupt die angeblichen wesentlichen Unterschiede im Bau der Alpen und der ostasiatischen Gebirgsbögen nicht bestehen. Dazu beträgt der Höhenunterschied von der Mongolei zur Tuscarora-Tiefe, wie Horn hervorgehoben hat, nur 10 bis 11 km bei nicht weniger als 2300 km räumlichem Abstande. Das Gefälle beläuft sich also auf 1 : 200, der durchschnittliche Böschungswinkel nur auf 17′!

c) Zerrungserscheinungen als Ergebnis seitlichen Druckes

An vorstehend behandelten Beispielen haben wir gesehen, daß gewisse angebliche Zerrungserscheinungen schon als solche mindestens noch recht problematisch sind. Das darf wohl von den angeblichen Zerrungsbrüchen und insbesondere den „Zerrungsbögen“ Ostasiens gesagt werden, und auch hinsichtlich der sog. „disjunktiven“ Brüche Zentralasiens sind die Zerrungen sicherlich stark übertrieben.

Immerhin sind Zerrungserscheinungen vielfach vorhanden, ganz besonders in konsolidiertem Untergrunde. Aber daß sie auch hier nicht als unmittelbare Folge vertikal wirkender Kräfte entstanden sind, d. h. unmittelbar durch Zug in die Tiefe, zeigt sich am Beispiele der saxonischen Zerrungsbrüche darin, daß ihre Entstehung mit Hebungen des Bodens verknüpft gewesen ist.

---

[1]) Th. Lorenz, Beiträge zur Geologie und Paläontologie Ostasiens I. Ztschr. Deutsche Geol. Ges. 1905, S. 484

[2]) a. a. O., S. 163.

[3]) T. Ogawa, On the Geotectonic of the Japanese Islands. Compt. Rend. X. Congr. géol. intern. 1906, Bd. 2, S. 1271 ff.

[4]) E. Horn, Über die geologische Bedeutung der Tiefseegräben. Geol. Rundsch. 1914, S. 421 ff.

Alles in allem widersprechen also auch Zerrungserscheinungen nicht der Entstehung der Brüche durch den orogenen Druck. Auf verschiedene Weise sind sie erklärbar. In manchen Fällen mögen sie die mittelbare Folge der Faltung sein („Zerrung aus Faltung"); sie mögen z. B. mit seitlichen Ausweichs- oder sonstigen Lockerungsmöglichkeiten zusammenhängen, die sich in einem zunächst neben und zwischen seinen Rahmen sich bildenden Bruchfaltensysteme beim Faltungsaufstieg über dem Niveau des Rahmens ergeben. Übrigens sind ja auch unsere Deckengebirge der Ausdruck einer seitlichen Ausweichsmöglichkeit, die die Gesteinsmassen nach der Emporquetschung aus ihren Wurzelzonen erlangt haben.

In anderen Fällen mögen aber die Zerrungserscheinungen mit mehr unmittelbaren Druckwirkungen zusammenhängen, etwa mit Aufspaltungen stabileren Untergrundes in der Richtung eines wirksamen orogenen Druckes oder schräg zu ihm unter Verhältnissen, die ein gleichzeitiges Klaffen ermöglichen. Die afrikanisch-arabisch-syrische Kontinentalmasse war stauendes Vorland für die Ketten, mit denen sie sich in den alpidischen Faltungsphasen im Norden umzog, und der orogene Druck schuf im mobilen Norden quer zu sich die Faltenzüge, im stabilen Süden längs seiner Richtung aber die großen Gräben. Afrika erscheint uns also als ein zerborstenes Widerlager der in seinem Norden vor sich gehenden Faltungen; dabei halte ich aber die Annahme, daß die einzelnen großen Zerberstungsstücke eine irgendwie beträchtliche und ungleiche Bewegung in der Richtung auf den Faltengürtel ausgeführt hätten (Koßmat, a. a. O., S. 38, Krenkel[1])), für durchaus nicht erforderlich und jedenfalls für unerwiesen[2]).

Als „Tafrogenese" hat E. Krenkel (a. a. O., 1923), ausgehend von seinen Untersuchungen über die afrikanischen Gräben, die „Schollenbildung durch Zerrung" bezeichnet, und auch Ch. Schuchert[3]) gebraucht diesen Ausdruck. Dabei steht Krenkel auf dem Standpunkte der Gleichzeitigkeit der Faltung in Eurasien mit der Spaltenbildung in Afrika-Arabien, und nach ihm ist Tafrogenese in der einen Region der Erde „Ersatz und Gegenstück" zu orogenen Bewegungen in einer anderen. Das gleiche lesen wir bei Schuchert. Aber wenn es gewiß auch viele Zerrungsgräben gibt, so kann man doch unmöglich allen Gräben diesen Charakter zusprechen, — und mindestens sind die Ansichten hierüber

---

[1]) E. Krenkel, Die ostafrikanische Bruchzone. Naturw. Wochenschrift 28, 1913, S. 17—20.

Derselbe, Die Bruchzonen Ostafrikas. Geol. Rundschau 1923, Bd. XIV, S. 210ff.

[2]) Nach beiden Autoren ist der Rheintalgraben ein Gegenstück zu den afrikanischen Gräben. Aber bei ihm drängt doch nichts zu der Annahme irgendwie beträchtlicherer horizontaler Verschiebungen des östlichen Grabenrandes gegenüber dem westlichen.

[3]) Ch. Schuchert, North American Geosynclines a. a. O., S. 211.

noch sehr geteilt. Nach Krenkel (a. a. O.) soll auch der Rheintalgraben ein Beispiel eines Zerrungsgrabens sein; mag das für seine vortertiäre Anlage vielleicht zutreffen, so ist er, wie früher ausgeführt worden ist (S. 23), doch nach seiner Entwicklung in der Tertiärzeit — und an diese denkt Krenkel auch nur — eine Senkungswanne von geosynklinaler Art, die in gewissen tektonischen Phasen eine nachträgliche Umgestaltung erfahren hat. Will man die Bezeichnung Tafrogenese beibehalten, so müßte sie m. E. des genetischen Sinnes („durch Zerrung") entkleidet und rein phänomenologisch für die Bruchtektonik, etwa gleichbedeutend mit „germanotyper Gebirgsbildung", verwandt werden. Damit dürfte aber auch die „Tafrogenese" der „Orogenese" nicht als etwas ganz anderes gegenübergestellt werden, sondern müßte als eine Unterform derselben, die insbesondere in den stabileren Gebieten auftritt, gelten.

Übrigens rechnet auch Krenkel durchaus mit der Möglichkeit, daß die letzte Ursache beider Vorgänge die gleiche sein könne (a. a. O., S. 231), und auch Schuchert führt sowohl „Orogeny" wie „Tafrogeny" auf seitlichen Druck zurück (a. a. O.).

E. Die Bedingtheit der orogenen Formen durch die Untergrundsverhältnisse

1. Allgemeines

Fußend auf der Betrachtung der orogenen Formen als einer sozusagen lückenlosen Reihe zwischen der höchsten Kategorie, dem Deckengebirge, und der niedrigsten, dem Blockgebirge, ferner fußend auf der Gleichzeitigkeit der Entstehung der verschiedenen Formen und endlich fußend darauf, daß alle Orogenese sich unter Aufwärtsbewegung der betroffenen Gesteinsmassen vollzieht, kamen wir zu der Vorstellung von der Einheitlichkeit der orogenen Kräfte, und als solche konnten wir nur die aus den höheren Kategorien der Orogenese so klar ersichtlichen tangentialen Druckkräfte annehmen.

Beruht in diesem Sinne die Verschiedenartigkeit der Formen der Orogenese nicht auf der Verschiedenartigkeit der orogenen Kräfte, so wäre zu erwägen, ob sie nicht durch die Verschiedengradigkeit der Kräfte bedingt sei. Gewiß ist die Deckengebirgsbildung eine sehr starke Faltung — wenn man die Stärke der Faltung nach dem Grade des erzielten Zusammenschubes beurteilt —, gewiß ist die normale Biegfaltung eine wechselnd starke und die Bruchfaltung eine recht schwache, während beim Blockgebirge in vielen Fällen überhaupt keine räumliche Einengung, sondern unter Umständen sogar das Gegenteil bewirkt wird. Aber die Stärke der Einengung läßt nicht ohne weiteres einen Schluß auf die

Stärke der wirksam gewesenen Kräfte zu, denn es ist ein großer Unterschied, ob sich die Zusammenpressung in Materialien mit sehr hohen oder in solchen mit geringen Einengungswiderständen vollzieht. Hinzu kommt, daß noch nicht einmal durchweg der niedrigere tektonische Typus auch die schwächere Einengung bringt; ist doch z. B. in manchem Bruchfaltengebirge, wenn widersinnig einfallende Verwerfungen („Überschiebungen") stärker auftreten und einigermaßen steile Schichtenstellung herrscht, der Zusammenschub sicher beträchtlicher, als in einem flachwelligen bruchlosen Schichtensysteme, das immerhin eine „echte" Faltung aufweist. Ließen sich doch am Osning, der unmöglich als etwas genetisch Fremdartiges aus dem nordwestdeutschen Bruchfaltengebirge herausgerissen werden kann, sondern der nur ein extremer, zum Faltengebirge hinüberführender Fall unseres Bruchfaltengebirges ist, sogar Einengungen der Schichtmassen auf die Hälfte bis ein Drittel ihrer ursprünglichen Breite erkennen (St. XV, S. 39). Aus diesen Gründen kann man nicht in der Intensität des zusammenschiebenden Druckes die Ursache oder wenigstens nicht die wesentliche Ursache der Strukturverschiedenheiten suchen.

Die Erklärung, weshalb der tangentiale Druck in dem einen Falle zu diesem, in dem andern zu jenem orogenen Formenkreise geführt hat, ergibt sich aus dem Vergleiche der Untergrundsverhältnisse, die bei Eintritt der Gebirgsbildung in den einzelnen Gebieten vorgelegen haben.

Aus vorangegangenen Ausführungen ist schon ersichtlich gewesen, daß bestimmte Formen der Orogenese an bestimmte Untergrundsverhältnisse gebunden sind; daß Falten- und Deckengebirge die orogene Form des mobileren, die Zerblockung diejenige eines sehr stabilen Bodens ist, während Bruchfaltung in einem konsolidierten, aber durch Senkung und Sedimentation wieder etwas mobiler gewordenen Boden eintritt; daß die orogene Reaktionsform sich in ein und demselben Raume mit Änderungen in der Mobilität des Bodens ändert; daß z. B. dort, wo vorher Faltung geherrscht, die Faltung aber die Vorbedingungen für ihren Fortgang beseitigt hat, die Orogenese nunmehr in niedrigerer Form auftritt.

Solche vergleichende Betrachtungen über das gleichzeitige Nebeneinander der verschiedenen Formen der Orogenese in verschiedenen Räumen und über ihr Nacheinander in den gleichen Räumen lassen keinen Zweifel darüber (St. VIII, S. 392),

> daß die Art der Gebirgsbildung in erster Linie durch die Beschaffenheit des Untergrundes und insbesondere seine Mobilitätsverhältnisse bedingt ist („Satz von der Bedingtheit der orogenen Form durch die Bodenkonstitution").

Der mobilere Untergrund verbiegt sich eben verhältnismäßig leicht und bruchlos, der starrere (stabilere) widersetzt sich der Verbiegung und reagiert auf den seitlichen Druck unter Bruchbildung.

Bei der Entstehung so extremer Typen wie Deckengebirge und Blockgebirge haben also nicht verschiedene Kräfte gewirkt, sondern die gleichen — allerdings infolge der großen Verschiedenartigkeit des betroffenen Bodens in sehr verschiedener Art.

Erkannten wir oben das Nichtgebundensein der Baustile an bestimmte Zeiten, so erkennen wir nunmehr ihr Gebundensein an bestimmte Bodenkonstitutionen. Der jeweiligen Bodenkonstitution ist also die besondere Reaktionsform gewissermaßen zugeordnet. Man könnte das auch so ausdrücken, daß der Boden auf die Reaktionsform „gestimmt" ist, z. B. „gestimmt" auf Faltung oder „gestimmt" auf Zerdrückung usw. Das Gestimmtsein wechselt, da konstitutionell begründet, mit den Veränderungen der Konstitution; es wechselt, da die konstitutionellen Veränderungen sich im Gange der Zeit mit der tektonischen Fortentwicklung einstellen, gewissermaßen auch mit dem Alter.

Im jugendlichen Zustande, d. h. in der Geosynklinalphase, besteht Gestimmtsein auf Faltung, im Alterszustande, d. h. in der Phase der Konsolidation (Schwellenphase), Gestimmtsein auf Bruchbildung; erneute Faltung könnte höchstens wieder eintreten, nachdem der Untergrund sich einer „Verjüngungskur" durch erneute Senkung und Sedimentation unterzogen hätte. Aber diese müßte, damit sie wirklich alpinotype Faltungen wieder einleiten könnte und nicht etwa nur Bruchfaltungen, recht gründlich sein — viel gründlicher als jene, die sich durch die saxonischen Senkungen im Boden des variscischen Mesoeuropas vollzogen hat. Wenn wir uns nun noch weiter in physiologischen Bildern bewegen wollen, so können wir einen Boden als in orogener Hinsicht „tot" bezeichnen, wenn er überhaupt nicht mehr auf orogene Kräfte reagiert.

Ein Beispiel, das ich an anderer Stelle ausführlicher behandle, gibt der Lebensgang des Kristiania-Gebietes. Einem Jugendzustande — mag dieser auch als eine „Scheinjugend" durch die Verjüngungskur der kambrisch-silurischen geosynklinalen Absenkungen in einem bereits versteift gewesenen Boden erst wieder erzielt worden sein — entspricht die kaledonische Faltung, die hier ausklingt; sie führt die Altersreife herbei, die Vorbedingung der Entstehung des Kristiania-Grabens in der nachfolgenden Zeit, während der in der südlichen Verlängerung dieses Grabens im Bereiche Mesoeuropas noch Jugendstadium herrscht, alpinotype Faltung sich noch vorbereitet und auch schon mit ersten Anfängen einsetzt. Aber über diese Altersreife hinaus kommt das Kristiania - Gebiet durch erneute Konsolidationsvorgänge, insbesondere solche von intrusiver Art, in einen Zustand, der seine gänzliche Unberührtheit durch die hochbedeutsamen orogenen Vorgänge bedingt, die sich in seiner südlichen Fortsetzung abspielen. So befindet sich das Kristiania-Gebiet, das in der kaledonischen Ära alpinotyper Faltung unterlag und in der Einleitung der variscischen Ära germanotyp reagierte, schon in der

späteren variscischen und insbesondere in der alpidisch-saxonischen Ära in der Totenphase in bezug auf orogene Reaktionen.

Wir erkennen in der Entwicklung der Bodenkonstitution eine gewisse Zielstrebigkeit in der Richtung auf den Konsolidationszustand; ihr entspricht eine Zielstrebigkeit in der Entwicklung der magmatischen Differentiationen.

Unter den Brüchen des Bodens möchte ich Zerdrückungsbrüche (Zerberstungen) und Faltungsbrüche unterscheiden, ohne daß diese genetische Trennung immer sehr scharf wäre. Als Zerdrückungsbrüche erscheinen sie in den Gesteinsmassen in deren Phase der Zerdrückbarkeit, die wir hier in Gegensatz zur Phase der Faltbarkeit stellen. Sie treten im allgemeinen in Gebieten auf, in denen früher einmal Faltung geherrscht hatte, und zwar nachdem hier der Untergrund, nicht zum wenigsten infolge dieser Faltung, aus der Phase der Faltbarkeit in jene Phase der Zerdrückbarkeit eingetreten war, die die höheren Äußerungsformen der Orogenese ausschließt.

Wertvoll für das Verständnis dieser Zerberstungsbrüche ist die vergleichende Betrachtung der von H. Cloos[1]) untersuchten und geschilderten verschiedenartigen Reaktionsformen des Magmas auf den seitlichen Druck im Wechsel der flüssigen und der erstarrten Phase. In der flüssigen und insbesondere der zähflüssigen Phase des Magmas gibt sich nach Cloos Streckung senkrecht zum Druck in der Anordnung der Einzelmineralien und der Einschlüsse, in der allgemeinen Erstreckung mancher Entmischungsmineralien und in sonstigen Erscheinungen zu erkennen. Unter Fortwirkung des gleichen seitlichen Druckes tritt dann nach der Erstarrung quer zur Streckung, also in der Druckrichtung, die Klüftung „als Fortsetzung der Streckung mit anderen und gewaltsameren Mitteln“ ein. „Streckung ist also die Aufzeichnung des tektonischen Druckes durch den in Erstarrung befindlichen, Klüftung diejenige durch den bereits erstarrten Granit“, und das Anseinandergehen des Gesteins an den Klüften ist in deren nachträglicher Erfüllung durch magmatischen Nachschub oder Mineralgänge angezeigt. So steht je nach dem Zustande des Magmas seine „fließende“ Tektonik neben seiner „brechenden“. Aber auch im Falle, daß die Dokumente des Fließens echte Fluidalstrukturen sind, bleibt das Fließen eine Erscheinungsform der „Tektonik“, solange man die Annahme aufrecht erhält, daß tektonischer Druck das Magma vortreibt, wie auch die „fluidale“ Anordnung mitgenommener Neben-

---

[1]) vgl. H. Cloos, „Über die Raumbildung tektonischer Massen“. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1918, Monatsber., S. 1.

Derselbe, „Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen“. Abhdl. Pr. Geol. Landesanstalt, N. F., 81, 1920.

Derselbe, „Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge“. Samml. Vieweg, H. 57. Braunschweig 1921.

gesteinsbrocken in dem infolge tektonischen Druckes fließenden Salze eine „tektonische“ ist.

Der fließenden Tektonik des Magmas vergleicht Cloos in der Tektonik der Normalgesteine die Faltung, der brechenden die Bruchbildung. So kommt auch er über die Betrachtung der Erstarrungsgesteine zu der Auffassung, daß Faltung und Bruchbildung hinsichtlich ihrer Ursachen nicht grundsätzlich verschiedene Dinge sind.

Neben die Zerdrückungsbrüche stellten wir die Faltungsbrüche, die aus der Überschreitung der Kohäsionsgrenzen der Gesteinsverbände bei einem faltenden Vorgange hervorgehen. Hier ist in erster Linie an die Erscheinung der Bruchfaltung zu denken. Für die hierbei entstehenden Brüche gilt auch die Bezeichnung der Bruchbildung durch Machatschek als einer „intentionellen Faltung“.

In Diaklasen und Paraklasen hat ja Daubrée die Brüche des Bodens eingeteilt. Dabei versteht er unter Diaklasen Brüche ohne Verschiebung, unter Paraklasen solche mit Verschiebung, d. h. Verwerfungen. E. Sueß[1]) hat dann die Diaklasen und Paraklasen genetisch unterscheiden wollen, indem er die Diaklasen („Gare“) als „Disjunktionen aus Spannung“, die „Paraklasen“ als Disjunktionen aus örtlicher Bewegung“ definierte. Den Diaklasen im Sinne von E. Sueß entspricht etwa, was ich als Zerberstungsbrüche, den Paraklasen, was ich als Faltungsbrüche bezeichnete. Sueß führt nun weiter aus, daß viele Paraklasen und insbesondere die des deutschen Bodens von Haus aus Diaklasen seien, an die sich nur „die Merkmale von Paraklasen, d. h. tektonische Senkungen, Überschiebungen oder Faltungen, in der Weise gefügt haben, daß der Ursprung zweifelhaft wird.“ Dieser Gedanke ist, wenn auch mit Einschränkungen (St. VI, S. 29), aufzunehmen, und es scheint z. B. unter den saxonischen Verwerfungen des deutschen Bodens zweierlei zu stecken, nämlich erstens und ganz besonders Faltungsbrüche, hervorgegangen aus der saxonischen Eigenfaltung, die Mesoeuropa und insbesondere seine nachvariscischen Senkungsfelder betroffen hat, und zweitens Zerberstungsbrüche, die z. T. als Reaktionen Mesoeuropas als des Vorlandes der alpidischen Faltungen auf diese Faltungen zu deuten sind. Aber gerade aus der Gleichzeitigkeit der alpidischen und saxonischen Faltung erklärt sich, daß die Zerberstungsbrüche bei der saxonischen Bruchfaltung vielfach mitbenutzt, d. h. also, und darauf kommt es jetzt an, wenn auch als Diaklasen im Sinne von Sueß entstanden, so doch Paraklasen im Sinne von Daubrée geworden sind.

Wenn wir mit Cloos (a. a. O.) die magmatischen Intrusionen, ja auch teilweise die Extrusionen, als die „Tektonik“ eines hochmobilen Materiales auffassen, so stehen wir hier der höchsten Form der Orogenese

[1]) E. Sueß, Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitt. geol. Ges. Wien 1913, Bd. VI, S. 13ff.

gegenüber, gebunden an das mobilste und deshalb in tektonischer Hinsicht reaktionsfähigste Material der Erdkruste.

So erscheint uns die Intrusion als die charakteristische orogene Reaktionsform des Magmas, wie der Salzaufstieg als diejenige des Salzes, wie die Faltung als diejenige der mobileren, wie der Bruch als diejenige der stabileren Gesteinsverbände. Und am Gegenpole des Magmas steht hinsichtlich der Stabilitätsverhältnisse und der Reaktionsfähigkeit das völlig versteifte und in orogener Hinsicht „tote" Grundgebirge, bei dem der Widerstand gegen Formveränderung größer ist, als die deformierende Kraft, so daß eigentliche orogene Reaktionen sozusagen ganz unterbleiben und in den orogenen Phasen höchstens „Synorogenesen" einsetzen können.

2. Disharmonische Faltungen

Ist die orogene Form in erster Linie die Funktion der Art des vom orogenen Drucke betroffenen Materials, so ist es nur natürlich, daß abweichende Formen sich nicht nur beim Nebeneinander, sondern auch beim Durch- und Übereinander von Stoffen verschiedener Reaktionsfähigkeit einstellen. Man spricht in solchen Fällen von disharmonischer Faltung. Sie ist also zu definieren als die verschiedenartige oder verschiedengradige orogene Reaktion von Gesteinen des gleichen Profiles infolge ihrer verschiedenartigen oder verschiedengradigen Reaktionsfähigkeit.

Schon die stärkere Faltung und Fältelung der Tonschiefer unseres paläozoischen Grundgebirges gegenüber den starreren Quarziten und Grauwacken, zwischen die sie oft eindringen, ist ein Beispiel disharmonischer Faltung.

Häufig entstehen Pseudodiskordanzen bei der disharmonischen Faltung (vgl. S. 41), und manchmal ist, namentlich bei starker Faltung, die Entscheidung, ob echte oder tektonische Diskordanz vorliegt, nicht ganz einfach zu treffen.

Die Erscheinung, daß am Nordrande der Vogesen die verschiedenen Schichten des Triasprofiles im Zusammenhange mit ihrer petrographischen Beschaffenheit auf den seitlichen Druck abweichend reagierten und deshalb heute verschiedene „Baustile" aufweisen, so daß die Schichtpakete in abweichend gebaute Abteilungen zerfallen, hat E. Kraus als „Abteilungstektonik" beschrieben[1]). Auch sie ist eine Art schwacher disharmonischer Faltung.

Es liegt auf der Hand, daß die Disharmonie eine um so größere Bedeutung gewinnt, je größer die Mobilitätsunterschiede im Schichtprofile sind. Leicht bewegliche Massen eilen dann häufig den übrigen

---

[1]) E. Kraus, Abteilungstektonik am Nordwestrand der Vogesen. Geol. Rundsch. 1921, Bd. 12, S. 52ff.

Gesteinen voran und erscheinen mehr „injektiv". So sprach E. Zimmermann von „eruptivem" Röt[1]), und Parallelfälle hierzu sind neuerdings aus der nordafrikanischen Trias bekannt geworden. Großartige Beispiele disharmonischer Faltung zeigt das deutsche Salzgebirge, das infolge seiner inneren Beweglichkeit die Formen des Faltengebirges aufweist, während die weniger mobilen Nebenschichten nach Art eines Bruchfaltengebirges oder Blockgebirges disloziert sind. Den Kern der Sättel bildend, eilt es weit den Flügeln voraus; „injektiv" schiebt es sich in die hangenden Gesteinsmassen ein, unter Umständen auch in sein Nebengebirge, wenn ihm Raum dazu durch Spalten oder durch Abstau von Schichtpaketen gegeben ist. Auch innerhalb der Falten des Salzgebirges kommen infolge der verschiedenen Mobilität der Einzelschichten die schönsten Beispiele disharmonischer Faltung vor.

Noch weit mobiler als das Salz ist das Magma, und indem wir auch seine Bewegungen mit H. Cloos (s. oben) als eine Tektonik auffassen, stehen wir in den magmatischen Intrusionen und schließlich auch in den Extrusionen dem extremsten Falle „disharmonischer Faltung" gegenüber. Denn daß bei der tektonischen Umgestaltung eines Gesteinskomplexes, in den Magma gelangt ist, dieses Magma sich nun in Risse und Abstauungszonen einschiebt, daß es sogar bis zur Tagesoberfläche empordringt und dort zum Ausfließen kommt, ist doch ganz wesentlich begründet in der ungewöhnlich hohen Reaktionsfähigkeit des noch flüssigen Materials auf den umgestaltenden tektonischen Druck und damit letzten Endes nichts anderes als eine tektonische Disharmonie gegenüber dem Verhalten der Normalgesteine.

So werden uns die Salztektonik und in vieler Hinsicht auch die magmatischen Vorgänge erst aus dem Begriffe der disharmonischen Gebirgsbildung heraus recht verständlich.

Wir erklärten die disharmonische Faltung aus der verschiedenen Reaktionsfähigkeit des vom seitlichen Drucke betroffenen Materials. Sie beruht in der Hauptsache auf den qualitativen Unterschieden. Aber es gibt auch Fälle der ungleichen Reaktion von Schichtmassen ein und desselben Erdschnittes auf den faltenden Druck, die nicht mit der Art des Materials, sondern mit gewissen Lageverhältnissen zusammenhängen. Es kann nämlich ein starres Grundgebirge einem Systeme flacher Schichten, das unmittelbar über ihm liegt, einen „Basalschutz" gewähren, indem es durch den Widerstand, den es selbst der Faltung entgegen-

[1]) Von „harmonischer" Faltung, d. h. einer solchen, bei der die übereinanderliegenden Schichten ihren gegenseitigen Parallelismus auch da beibehalten, wo die Krümmung ihren Sinn verändert, haben wohl zuerst de Margerie u. Heim (Dislokationen der Erdrinde, 1888, S. 79) gesprochen, ohne für den gegenteiligen Fall eine besondere Bezeichnung einzuführen. Von „disharmonischer" Faltung im Gegensatze zur harmonischen sprach dann Haug (Traité, S. 217), und andere sind ihm gefolgt. Vergl. auch St. VII, S. 106, wo auch ältere Literatur angegeben ist.

setzt, die zunächst über ihm liegenden Schichten und in sich verschwächendem Maße die alsdann folgenden der vollen Wirkung des seitlichen Druckes entzieht. Solcher „Basalschutz“ scheint bei der Erklärung gewisser Formen der saxonischen Gebirgsbildung eine Rolle zu spielen (St. VII, S. 108, 117). In den Profilen des Kristiania-Gebietes[1]) äußert er sich darin, daß unmittelbar über dem kristallinen Grundgebirge in den kambrischen Schichten kaum Faltungserscheinungen erkennbar sind, daß das Ordovizium aber schon stärker und das Obersilur am stärksten gefaltet ist, während allerdings das oberste Obersilur, das Downton, wegen seiner petrographischen Zusammensetzung aus mächtigen Sandsteinmassen der Faltung wieder weniger oder doch andersartig zugänglich gewesen ist, als die unter ihm liegenden Wechselfolgen von Kalken und Schiefern. Hier haben wir also Faltungsdisharmonien zu unterst infolge der besonderen Lage, zu oberst infolge der besonderen Art der Gesteinsmassen.

F. Die Lokalisierung der Faltungen in Abhängigkeit von den Untergrundsverhältnissen

1. Die „Reife“ der Geosynklinalen als Vorbedingung der Faltung

Eine neue Ära in der Erkenntnis der Gebirgsbildung hatte James Hall in der Mitte des vorigen Jahrhunderts mit der Feststellung eingeleitet, daß die Zonen der Faltungen mit den Zonen großer Mächtigkeit der Sedimentation zusammenfallen und daß die Faltung die naturgemäße Begleit- und Folgeerscheinung der Senkung und Sedimentation ist (vgl. S. 7).

Dieses Hallsche Grundgesetz der Tektonik hat sich immer wieder bestätigt, und ich halte es für wichtig, wieder darauf hinzuweisen, daß es nicht nur für die echten alpinotypen Faltungen, sondern auch für die Bruchfaltungen gilt. So besteht im nordwestlichen Deutschland eine relativ starke saxonische Bruchfaltung nur in den tiefstgesunkenen („tiefgründigen“) Räumen, eine schwache in den „flachgründigen“, während sie in den flachgründigsten schließlich gänzlich unterbleibt. So verschwächt sich auch innerhalb ein und desselben Sedimentationsraumes die saxonische Faltung mit der abnehmenden Mächtigkeit der postvariscischen Sedimente (St. II, S. 156 ff.; St. III).

Wir sprechen mit Recht von einer „Reife“ der Geosynklinale, die sie geeignet für den Faltungsvorgang macht. Sie wird durch fortschreitende Mobilisierung des Bodens durch Senkung und Sedimentation erzielt uud ist also in der Hauptsache eine Funktion der vorangegangenen Senkung. Läßt sich doch in vielen Fällen zeigen, daß

[1]) vgl. W. C. Brögger, Silurische Etagen 2 und 3. Kristiania 1882.

die Faltungen zunächst dort eintreten, wo Senkung und Sedimentation einen großen Betrag gehabt hatten, und daß sie andere Räume erst ergreifen, nachdem auch hier Senkung und Sedimentation ein erhebliches Ausmaß erreicht hatten. Es läßt sich, was in diesem Sinne ja auch in Betracht kommt, weiter zeigen, daß Faltungen im Fortstreichen oder quer dazu sich verschwächen und ausklingen, wenn die geosynklinale Absenkung in diesen Richtungen eine entsprechend geringere gewesen ist.

Wir sahen, daß Faltung zu einem solchen Grade von Erstarrung des Bodens Veranlassung geben kann, daß keine jüngere Faltung mehr eintritt. In anderen Fällen wiederholen sich aber die Faltungen in mehreren Phasen. Jedoch ist dann im allgemeinen zu erkennen, daß zwischen den Phasen der Faltung von neuem Senkung und Sedimentation eingetreten waren; Senkung und Sedimentation müssen die Plätze also nicht nur überhaupt für eine Faltung reif machen, sondern sie müssen sie auch wieder reif machen, damit die Erdrevolutionen in ihnen erneut eine Stätte finden können (St. V, S. 14).

Daß eine Faltung posthum ausfällt, liegt im allgemeinen darin begründet, daß auch die ihr vorangegangene, die Wiederreife schaffende Undation posthum verlaufen war. Demgegenüber pflegen renegante Faltungen die Folgeerscheinung einer vorangegangenen reneganten Undation, d. h. einer solchen zu sein, die sich in ganz anderer räumlicher Umgrenzung vollzogen hat, wie jene, die die ersten Faltungen eingeleitet hatte (vgl. auch E. Haug, Géosynclinaux etc., a. a. O.). Das Problem der abtrünnigen Gebirgsbildung, das man kurzerhand mit der Annahme einer Richtungsänderung des faltenden Druckes abzutun pflegt, verschiebt sich also auf die Erklärung der Ursachen für die Neuorientierung der Undation, d. h. also im wesentlichen der epirogenen Erscheinungen, die der reneganten Faltung vorangegangen sind (St. VI, S. 294).

Bei dem Bestreben, den Begriff der „Faltungsreife“ einer Geosynklinale genauer zu fassen, wird man nach zahlenmäßigen Werten für den Betrag der geosynklinalen Absenkung und der Sedimentation, die der Faltung vorausgegangen sein muß, suchen. Aber das Eintreten oder Unterbleiben von Faltungen hängt keineswegs allein von dem Mobilitätsgrade des Untergrundes ab, und es ist in vielen Fällen schwer zu entscheiden, ob nicht die Faltung geosynklinaler Räume, trotzdem die Reife an sich da war, aus ganz anderen Gründen unterblieben ist. Immerhin kann man, um wenigstens die Größenordnung anzudeuten, aus der Betrachtung der Geschichte vieler Einzelgeosynklinalen heraus wohl sagen, daß Senkungen „von einigen tausend Metern“ den Zustand der Faltungsreife herbeiführen mögen. Aber es treten Faltungen auch schon bei geringerer Sedimentdecke ein. Es mögen dann Sonderverhältnisse hinzukommen, vielleicht solche

des tieferen Untergrundes, vielleicht größere Abscherungsmöglichkeiten zwischen dem stabileren Grundgebirge und dem Deckgebirge, so daß das abgescherte Deckgebirge fast allein vom Faltungsvorgange betroffen und die faltungshemmende Wirkung des Grundgebirges weitgehend ausgeschaltet wurde. An solche Abscherungen denkt man ja mit Buxtorf und Heim im Schweizer Jura. Immerhin mag auch dort die Mächtigkeit des in der attischen Phase zum ersten Male zu einer großen Faltung gekommenen postvariscisch-vorpontischen Sediments nach den von Heim (Geologie der Schweiz, Bd. I) mitgeteilten Angaben noch 2500—3000 m (davon allein 1500 m Tertiär) betragen haben. Umgekehrt kennen wir Fälle außerordentlich erheblicher Sedimentansammlung, ohne daß Faltungen eintreten. Einen extremen Fall bilden in dieser Hinsicht Teile des Troges des amerikanischen Felsengebirges, in denen die algonkisch-paläozoisch-mesozoischen Schichten auf rd. 15000 m angeschwollen waren, bis dann in der laramischen Phase endlich eine Faltung erfolgte. Man wird den Ursachen solcher Sonderfälle nachzugehen haben; die Art der Sedimentation mag von Bedeutung sein; das Vorwiegen mächtiger und wenig geschichteter Kalk- oder Quarzitmassen mag die Mobilität des Untergrundes ebenso herabsetzen, wie reichliche Einschaltung von Eruptivdecken. Dann aber kommen als faltungerschwerend oder gar faltungverhindernd allerlei Verhältnisse in Betracht, die nicht mit der örtlich festzustellenden „Reife“ zusammenhängen. Davon wird weiterhin die Rede sein.

Die Gebirge werden aus den Geosynklinalen geboren; so sprechen wir von ihren „Muttergeosynklinalen“ oder, wenn die Geosynklinalen vom Meere erfüllt waren, von den „Muttermeeren“. So hat die Tethys ihre Rolle als Muttermeer der eurasiatischen Gebirge gespielt; so waren die nachvariscischen Sedimentationsräume innerhalb Mesoeuropas die Muttersenken für das saxonische Bruchfaltengebirge.

2. Faltung und Rahmen

a) Faltungszonen als Deszendenzen ihrer Rahmen

Sprachen wir eben von den nahen genetischen Beziehungen zwischen Falten und Geosynklinalen, so bestehen solche anderseits auch zwischen Falten und Schwellen. Sie kommen schon darin zum Ausdruck, daß sich die Falten ganz vorherrschend als Umrahmungen präexistenter Schwellen bilden; es handelt sich hier um das so oft erörterte Verhältnis von „Masse und Faltenring“. Durch die periphere Faltenangliederung wachsen die alten „Massen“ auf Kosten der Geosynklinalen. Die geologische Geschichte Asiens und Europas gibt prächtige Beispiele dafür.

Die periphere Faltung ist dabei gegen die alten Massen gerichtet, die in diesem Sinne also das Vorland oder, wie man auch sagt, die „Rahmen“ der Faltung bilden.

Der Begriff „Rahmen“ ist im allgemeinen in zweierlei Sinne zu verstehen.

Zunächst sind die Rahmen die die Geosynklinale während ihrer Fortbildung begrenzenden Festländer; wir haben sie uns im Gegensatze zur Abwärtsbewegung der Geosynklinale im allgemeinen in einem Zustande der Aufwärtsbewegung, d. h. als Geantiklinalen, vorzustellen. „Rahmen“ ist also hier ein paläogeographischer Begriff.

Zweitens — und vielleicht im besonderen Sinne des Wortes — ist der Rahmen das bei dem Faltungsakte von der Faltung nicht ergriffene „Vorland“. Hier ist der Begriff Rahmen also tektonisch zu verstehen.

Wir dürfen aber den Begriff Rahmen deswegen in beiderlei Sinne gebrauchen, weil tatsächlich im allgemeinen die zunächst rein geographisch zu verstehende Umrandung der Geosynklinale später zum Rahmen des Faltungsvorganges wird. Wenigstens trifft das zu, wenn wir die Geschichte der Vorzeit in ihren ganz großen Zügen ins Auge fassen.

Das sich immer wieder bestätigende räumliche Nebeneinander von Masse und Faltungszone muß natürlich kausal begründet sein.

In den inneren Teilen der großen Geosynklinalen dürfte die Mobilität des Bodens im allgemeinen keine geringere, ja in vielen Fällen eine größere gewesen sein, als in den Randzonen, und trotzdem ist es dort nicht zur Faltung gekommen. Man bedenke z. B. die Mächtigkeit kambro-silurischer Ablagerungen auch in solchen weiten Gebieten der damaligen Tethys, die als rahmenferner von der nachfolgenden kaledonischen Faltung nicht betroffen worden sind. Warum sind aber nun die inneren Zonen, die hinsichtlich der „Reife“ gegenüber den randlichen nicht zurückstanden, im Gegensatze zu den Randzonen ungefaltet geblieben?

Wir stehen hier der Frage der Bedeutung des Vorlandes (Rahmens) für die Faltung gegenüber. Für E. Sueß spielte ja das Vorland die einfache Rolle eines Hindernisses der Faltungen, an dem die Faltenwellen sich sozusagen sammelten („stauten“) und über das sie bogenförmig hinausgriffen. Der die Faltung schaffende Druck wirkte im Sinne von Sueß in der Richtung auf das Vorland, während dem Rahmen keinerlei aktive Wirkung zukam. Ich habe das Verhältnis von Rahmen und Faltung stets anders aufgefaßt und finde mich dabei in Übereinstimmung mit vielen Fachgenossen. Indem nämlich für weite Erdbezirke, die sowohl Rahmen wie Geosynklinalen enthalten, die Raumeinengung, die in den Faltungen zum Ausdruck kommt, erforderlich wird und indem sich dabei die Rahmen der Faltung widersetzen, lokalisiert sich die Raumeinengung in den Geosynklinalen, die also die Lasten des Gesamtzusammenschubes zu tragen haben, — die gefaltet werden, weil sie eben im besonderen Maße faltbar sind. Aber infolge ihres Widerstandes

gegen die Einengung geht nun von den an sich tektonisch toten Rahmen ein Gegendruck auf die Geosynklinale und natürlich besonders auf ihre Randzonen aus. So werden sie aktiv wirksam allein infolge ihrer Passivität (St. VII, S. 107). Vollzögen sich die orogenen Vorgänge in den mobilen Schichtsystemen neben und zwischen den Rahmen reibungslos, so würde sich die orogene Wellung gewiß auf den Gesamtraum der Geosynklinale verteilen. Aber die Reibungswiderstände innerhalb der zur Auffaltung kommenden Schichtmassen bewirken die Verschwächung der Wirksamkeit der faltenden Kraft mit Abrücken von den Rahmen, d. h. die Konzentrierung des Faltungsvorganges in die Randzonen.

Für das Zustandekommen einer Faltung genügt also nicht, daß ein bestimmtes Gebiet durch seine geosynklinale Absenkung gefügig für den orogenen Druck geworden ist, sondern es muß auch erreichbar für ihn sein. Diese Erreichbarkeit ist aber in der Hauptsache in der Nähe der Rahmen gegeben (St. VII, S. 107).

Die Gebirge sind, so haben wir zunächst gesagt, die Kinder der Meere, aus denen sie geboren werden. Aber es handelt sich dabei keineswegs um Parthenogenesen, sondern der Impuls geht von den angrenzenden Schwellen aus, die sich nun mit den Faltenzügen als ihren Abkömmlingen („Deszendenten") umziehen. Und wie einerseits von den „Muttermeeren" der Gebirge, so können wir anderseits nun auch von ihren „Vaterschwellen" („Stammschwellen") reden.

Die Gebirge sind also durchaus bodenständige Erscheinungen, erklärbar aus den Verhältnissen ihres Untergrundes und dessen Lage zu den starren Massiven. Die Alpen sind, wenigstens in ihrem Hauptteile, der Deszendent eines nördlich von ihnen liegenden Rahmens, die Alleghanies ein solcher des Kanadischen Schildes („Laurentia").

Aber wie ganz anders hatte Sueß die Sachlage in seiner Hypothese des „asiatischen Baues" aufgefaßt.

Nach ihm ist Angaraland, der Hauptteil Innerasiens, enthaltend als uralten Kern den von Falten umsäumten „Baikalischen Scheitel", ein großes, gegen Süden strebendes Stück der Oberfläche des Planeten, und ihm ist im Süden das alte Gondwanaland, heute noch aufragend in der Ostindischen Halbinsel, Arabien und dem Hauptteile Afrikas, als faltenstauendes Hindernis vorgelagert. In der Peripherie des alten Scheitels ist auf einen von ihm ausgehenden Anstoß Faltenwelle auf Faltenwelle entstanden, so in paläozoischer Zeit das System der Altaïden und später die jungen Hochgebirge als „posthume Altaïden". Doch bleibt die Wellenbewegung nicht auf die Peripherie des alten Scheitels bezw. von Gondwanaland beschränkt, sondern greift — „vergleichbar den erdumspannenden Wogen des Krakatau" — in „freien Zweigfalten" weit darüber hinaus. So schafft sie, westwärts fortschreitend, die europäischen Altaïden

und posthum zu diesen in jüngerer Zeit das große System der Alpiden. Ja, die „wunderbare bogengebärende Kraft Asiens“ hat noch hinausgereicht über das heutige Gebiet des Atlantik und jenseits desselben die akadischen Ketten und Alleghanies mit ihren letzten Ausläufern in den Ouachita-M^{ts} entstehen lassen. Nach Osten hin aber erzeugte der von Asien ausgehende Impuls die Randbögen des nördlichen Pazifik und die Rocky Mountains. „Die starren Vorländer Laurentia und Gondwanaland bedingen nicht, sondern hemmen die Ausgestaltung des asiatischen Baues“ (Ant. III, 2, S. 377).

Die Ketten der Alleghanies, Rocky Mountains usw. sind also im Sinne von Sueß nach Laurentia verschlagene fremde Falten in ähnlichem Sinne, wie er in den nordwestlichen (hercynischen) Brüchen von Südost- und Mitteleuropa nicht in den Verhältnissen des dortigen Bodens begründete Erscheinungen, sondern eine Fernwirkung von Asien her erblickt und sie deshalb als „fremde“ oder „asiatische“ Brüche bezeichnet.

Für Sueß war in erster Linie der räumliche Zusammenhang der Falten, der entweder unmittelbar erkennbar oder über heute vom Ozean überdeckte Teile der Erdkruste nach der Struktur der Ufer anzunehmen ist, der Beweis für die Entstehung aus dem gleichen Bewegungsimpulse.

Auf Grund der oben erläuterten Vorstellung der Wirkungsart der starren Massen ist der Sueßsche „asiatische Bau“ in seine peri-angarischen, peri-gondwanischen, peri-erischen, peri-laurentischen usw. Elemente zu zerlegen.

b) Die Rahmen und ihre Deszendenzen im geologischen Bilde Europas

Ich gab oben ein schematisches Bild von der Einteilung Europas in vorkambrische, kaledonische, variscische und alpidische Konsolidationszonen (vergl. Fig. 1 auf S. 233), das zunächst nur die allgemeine Anordnung dieser Zonen veranschaulichen sollte. Wir bringen nunmehr das genetische Moment hinzu.

Zwischen Eria und Fennosarmatien entstand Paläoeuropa durch die nach Süden im damaligen Tethysgebiete ausklingende kaledonische Faltung. Eria und Fennosarmatien waren, wie wir sagen wollen, der zirkumkaledonische Rahmen, und zwar nicht nur in paläogeographischer Hinsicht für die Zeit der kambro-silurischen Sedimentation, die hier ihre große Mächtigkeit hatte[1]), sondern auch in tektonischem Sinne für die der

[1]) Allerdings griff die Sedimentation in den baltischen Gebieten weithin auch auf Fennosarmatien über, aber bezeichnenderweise in geringer Mächtigkeit. Ich hebe, um Verwirrungen zu vermeiden, den alten Unterschied von dem geographischen „Festland“ und dem tektonischen „Kontinentalblock“ hervor. Festland ist „festes Land“, und der Begriff hört auf, wenn eine Transgression eintritt, wie er Gültigkeit auch in Geosynklinalgebieten erhält, wenn diese vorübergehend verlanden. Demgegenüber ist

Sedimentation folgende Faltung. Eria war das Vorland im Nordwesten, gegen das sich die großen Überschiebungen Schottlands richteten, Fennosarmatien dasjenige im Osten, gegen das die Bewegung der Faltungsmassen des norwegischen Hochgebirges gerichtet war. Und wenn auch die großen Überschiebungen, wie sie insbesondere Törnebohm angenommen hatte, auf ein bescheideneres Maß zurückgeführt zu sein scheinen, indem nach V. M. Goldschmidt u. a. die angeblich überschobenen Urgebirgsgesteine wenigstens teilweise als verschobene kaledonische Eruptivgesteinsplatten zu deuten sind, so bleibt doch das alte Bild der gegen Fennosarmatien gerichteten Bewegung durchaus bestehen.

Durch die Zwischenschaltung von Paläoeuropa, d. h. durch die kaledonische Faltung, wurden Eria und Fennosarmatien miteinander verschweißt. Ureuropa und Paläoeuropa bilden nunmehr zusammen den zirkumvariscischen Rahmen, neben dem die variscischen Faltungen sich ereigneten, nachdem er als Old Red-Kontinent den paläogeographischen Rahmen für die im Süden liegende und nun der variscischen Faltung unterworfene Tethys gebildet hatte.

So entsteht aus Ur-, Paläo- und Mesoeuropa der zirkumalpidische Rahmen, zunächst wieder als paläogeographischer Begriff, nämlich als Gebiet ohne Sedimentation oder doch mit Sedimentation von vorherrschend kontinentaler Art gegenüber der durch die variscische Faltung um den Betrag von Mesoeuropa eingeengten Tethys. Aber weiter wird er zum tektonischen Rahmen, gegen den die alpidischen Faltungen sich richteten und über dessen Rand sie hinweggingen.

Innerhalb der geschilderten großen Rahmen, — und zwar sowohl im zirkumvariscischen Rahmen in der Zeit der Vorbereitung der variscischen, wie im zirkumalpidischen in der Zeit der Vorbereitung der alpidischen Faltungen —, entstehen aber Sonderbecken und Sonderschwellen. Die Sonderbecken sind charakterisiert durch germanotype Sedimentation, d. h. durch vorherrschend kontinentale Ablagerungen in großen Binnenbecken, wie auch durch nachfolgende germanotype Orogenese. So entspricht dem nachkaledonisch-vorvariscischen Old Red des zirkumvariscischen Rahmens die nachvariscisch-voralpidische Trias des zirkumalpidischen; so entspricht der Bruchfaltung und Zerblockung,

der Kontinentalblock das vom Meere meist freie „Massiv“, das allerdings zeitweilig in manchen Teilen überflutet sein kann, ohne daß die Sedimentation allzu mächtig zu werden pflegt. Ausnahmen in letzterer Hinsicht machen „Spezialsenken“ innerhalb der Kontinentalblöcke. Fennosarmatien war also in der kambrisch-silurischen Zeit zwar „Kontinentalblock“, wenn auch nicht durchweg „Festland“.

Ich hebe ferner zur Vermeidung von Mißverständnissen hervor, daß Fennosarmatien nicht etwa nur ein erweitertes „Fennoskandien“ darstellt; vielmehr ist Fennoskandien eine jüngere tektonische Einheit, die nur im Osten ureuropäischen (fennosarmatischen), im Westen (Norwegen) aber palaeoeuropäischen Untergrund besitzt.

die innerhalb des zirkumvariscischen Rahmens während der variscischen Faltung eintrat, die saxonische Gebirgsbildung innerhalb des zirkumalpidischen Rahmens zur Zeit der alpidischen Faltung.

So entstehen die „germanotypen“ Becken Europas, in denen sich die germanotype Gebirgsbildung vorbereitet, rückwärtig zur Richtung des Vorrückens der alpinotypen Faltungssphären. Vergleichend verweise ich auf das östliche Nordamerika. Dort verlegen sich die Geosynklinalen vom Algonkium bis ins Jungpaläozoikum und damit die alpinotypen Faltungen westwärts. Aber nach der appalachischen Faltung erfolgt, worauf A. Keith[1]) hinweist, die Umkehr, denn die triadischen Newark-Geosynklinalen liegen, wenigstens zumeist, östlich der Zonen der appalachisehen Faltung. Hier handelt es sich aber auch, während die Verlagerung der Geosynklinalen vorher immer Neuland für die alpinotyp ausfallenden Faltungen erschlossen hatte, nur

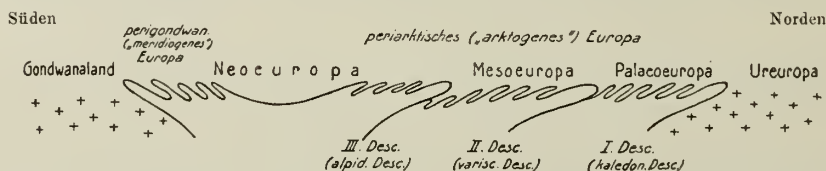


Fig. 3. Schematische Darstellung der Entstehung Europas durch Angliederung von Konsolidationssphären.
(Im Süden ist der Fall des Fehlens der I. und II. Deszendenz veranschaulicht.)

um „germanotype“ Geosynklinalen auf Faltungsaltland mit nachfolgender germanotyper Gebirgsbildung.

Die nacheinander entstehenden Faltenzonen sind die „Deszendenzen“ Ureuropas (vgl. Fig. 3). So wird Paläoeuropa zur I., Mesoeuropa zur II. und Teile von Neoeuropa zur III. Deszendenz der ureuropäischen Massen. Jede Deszendenz ist gewissermaßen eine Generation, denn Paläoeuropa steht, z. T. zusammen mit Ureuropa, schon wieder im Verhältnisse der Vaterschaft zu Mesoeuropa, wie Mesoeuropa zu Neoeuropa.

Paläoeuropa und Mesoeuropa sind in ihrer ganzen Erstreckung auf den ureuropäischen Nordrahmen zu beziehen und in diesem Sinne „arktogen“. Für Neoeuropa trifft das nur zu, soweit in ihm die Faltung noch gegen den perialpidischen Nordrahmen ging, d. h. also, um mit Kober zu reden, für den alpinen Stamm des alpidischen Orogens. Hier herrscht überall Nordfaltung, wenn wir Nordfaltung als „Faltung gegen den Nordrahmen“ definieren. In diesem Sinne ist nämlich auch die im Zusammenhange mit der Bogenform der Karpathen eintretende Südfaltung der Südkarpathen ebenso eine „inverse“ Nordfaltung, wie die

[1]) A. Keith, Outlines of Appalachian Structure. Bull. Geol. Soc. America, 34, 1923, p. 352.

Südfaltung in den Südpyrenäen; denn auch die Iberische Meseta, gegen die die letztere sich richtet, ist noch ein Teil des Nordrahmens der alpidischen Faltung. Ich ziehe dabei allerdings nicht, wie im allgemeinen geschieht, die Verbindung von den Nordpyrenäen zu den Balearen durch die Iberischen und Hesperischen Ketten (Montes Universales), sondern durch die Südpyrenäen, während ich die vorherrschend germanotyp dislozierten Randketten der Iberischen Meseta schon als Vorland des alpidischen Orogens, von letzterem getrennt durch die Vortiefe des Ebrobeckens, auffasse.

Soweit aber im alpidischen Orogen Südfaltung herrscht (dinarischer Stamm des Orogens nach Kober), ist es als Deszendenz des Südkontinents aufzufassen, und in diesem Sinne „meridiogen“ als Teil des großen perigondwanischen Faltensystems, das von den Säulen des Herkules über das Atlas-System und Apenninen, Südalpen und Dinariden, Tauriden, Iraniden, Himalaya und Burmanischen Bogen bis zur malayisch-pazifischen Inselwelt reicht. Dieser dinarische Ast ist die III. Deszendenz Urafrikas. Alpide und dinarische Deszendenz führen an der Straße von Gibraltar ineinander, und von hier verläuft die hochbedeutsame tektonische Linie, die das arktogene Europa vom meridiogenen scheidet (s. Fig. 1 auf S. 233), durch das westmediterrane „Zwischengebirge“ und die Alpen zum Pannonischen Massiv und weiter durch die Balkanhalbinsel nach Kleinasien. Definieren wir nun die „Südfaltung“ als „Faltung gegen den Südblock“, so ist auch die Nordfaltung des Apennins eine „Süd“faltung, und zwar eine inverse in Zusammenhang mit der großen periadriatischen Schleifenbildung des dinarischen Astes. Die hinsichtlich ihrer Ursachen so stark umstrittene Südfaltung in den Südalpen ist demgegenüber aber eine echte Südfaltung und somit etwas ganz anderes, wie die gegen ein Stück des Nordblockes gerichtete (inverse) Südfaltung der Südpyrenäen (s. oben). Sie steht in Zusammenhang mit der Südfaltung der Dinariden und weiterhin des ganzen südasiatischen Gebirgssystemes und kann bei dem Versuche ihrer Deutung nicht aus diesem Zusammenhange gerissen werden: sie kann ebensowenig eine „Rückfaltung“ innerhalb der im übrigen arktogenen Alpen sein, wie die Südfaltung der Dinariden, Tauriden usw. eine Rückfaltung ist. Vielmehr bestimmt hier wie dort die Südlage von Gondwanaland (in weitestem Sinne des Wortes) die Faltungsrichtung. Die Südfaltung der Südalpen ist also nicht, wie ich es auch ausdrücken möchte, eine periarktische Rückfaltung, sondern eine perigondwanische Hinfaltung. Diese Lage büßt an Klarheit dadurch etwas ein, daß, wie ja auch L. Kober (a. a. O.) veranschaulicht, die weiter östlich weit voneinander getrennten beiden großen Äste des alpidischen Orogens sich in den Alpen bis zur Verschweißung nähern, und ferner auch durch die bis zum Ver-

schwinden gehende Verschwächung der Südfaltung in den Südalpen und insbesondere in der Bogenverbindung zu den Apenninen (vgl. S. 269 unten).

Der arktogene periwallachische Bogen, gebildet von Südkarpathen und Balkan, hat sein Gegenstück in dem meridiogenen periadriatischen Bogen, bestehend aus Apennin, Südalpen und Dinariden. In beiden Fällen ist die Faltung zum Inneren des Bogens gerichtet, so daß hier also das Vorland liegt. Wir dürfen die Sachlage vielleicht so auffassen, daß die Vorländer gewissermaßen als spornförmige Ausläufer der großen Vorlandsblöcke vorhanden waren, wenn auch infolge ihrer Schmalheit vielfach überflutet, so daß damit z. B. die apenninische und die dinarische Geosynklinale als Einheit erschienen; daß diese Sporne dann aber infolge ihrer weitgehenden „Überwältigung" durch die Faltung und infolge der Vortiefenbildung vor den Falten verschwunden sind. Im Adriagebiete bestand dieser Vorlandsporn während der Triaszeit wohl aus jenem Adria-Festlande, das nach Diener[1]) die dinarische Trias von jener des Apenninengebietes getrennt und sich dabei von Apulien bis zum Südrande der Alpen erstreckt haben muß. Auch in der Auffassung Tornquists[2]) erfolgte die Faltung des nördlichen Apennins gegen eine Geantiklinale, die heute unter der lombardisch-venetianischen Tiefebene versenkt liegt.

Andererseits ist der Gibraltar-Bogen dem südpyrenäisch-nordpyrenäischen insofern vergleichbar, als bei beiden die Vorländer außen liegen.

c) Die Lückenhaftigkeit der Faltenkränze

Wir kennen viele Fälle, in denen Faltenkränze auf recht weite Erstreckung den Rand ihrer Vaterschwellen begleiten. Ich erinnere an das ununterbrochen von Nordafrika bis Südostasien verlaufende Faltensystem, das den Norden des alten Gondwanalandes umzieht. Dabei bestehen allerdings Unterschiede hinsichtlich der Intensität dieser perigondwanischen Südfaltung, die ja z. B. im Bereiche der Südalpen außerordentlich schwach ist. Ein weiteres Beispiel der Vollständigkeit gibt nach den Darstellungen von O. Holtedahl (a. a. O. 1921) der den europäisch - arktischen Rand von Eria umschließende kaledonische Faltenkranz.

Andererseits kennen wir aber sehr viele Fälle der Lückenhaftigkeit der Faltenkränze. Man betrachte nur das tektonische Bild Europas (s. Fig. 1). Hier fehlt ja die kaledonische Deszendenz entlang der südwestlichen Randzone von Fennosarmatien, so daß z. B. in Polen (Poln.

---

[1]) Diener, Marine Reiche der Triasperiode. Denkschr. Kais. Ak. Wiss. Math.-nat. Kl., Bd. 92, p. 113/114.

[2]) A. Tornquist, Allgem. Geologie, S. 526.

Mittelgebirge) die zweite (variscische) Deszendenz unmittelbar an Ureuropa anschließt. Und am Podolischen Horste grenzt sogar die III. Deszendenz an Ureuropa an.

Für die Deutung der Unvollständigkeit der Faltenkränze habe ich (St. XIII, S. 29) die Beschaffenheit der Übergangszonen zwischen Vaterschwellen und Muttergeosynklinalen heranzuziehen versucht, indem ich mir vorstellte, daß die stauende (faltenerzeugende) Wirkung der Schwellen auf ihre mobilere Nachbarschaft bei unvermitteltem Mobilitätskontraste zwischen Schwelle und Geosynklinale besonders stark, bei einem durch Übergänge abgeschwächten Kontraste gering ist oder gar ausbleibt. Ein sehr allmähliches Einschieben des starreren Vorlandes unter die Geosynklinale würde in diesem Sinne eine Art „Pufferwirkung“ der Übergangszone und damit das Ausbleiben der Faltung bedingen, während bei steilerem unterirdischen Abfalle des Randes der Vorlandmasse Faltung erfolgen würde. In ersterem Falle erfüllte die Geosynklinale zwar die Forderung der Faltbarkeit, aber infolge der Zwischenschaltung der „Pufferzone“ nicht diejenige der Erreichbarkeit für den orogenen Druck. Die größere oder geringere Steilheit des unterirdischen Abfalles von der Schwelle zu der Geosynklinale läge dabei in den Verhältnissen der vorangegangenen Epirogenese begründet. Man kann m. E. aus der Paläogeographie derartige Verschiedenheiten in der Ausbildung der Randgebiete von Schwellen und Geosynklinalen herauslesen. Randzonen mit vorangegangener starker, aber in der Richtung auf die Schwelle bald auskeilender Sedimentation wären nach obigen Vorstellungen weit mehr für die Faltung prädestiniert, als solche mit vielleicht gleich starker, dabei aber sehr allmählich auskeilender Sedimentbildung. In Randzonen von letzterer Art müßte erst der weitere Fortgang der Sedimentation die „Reife“ für die Faltung herbeiführen.

Die gesamte Orogenese ist vom Prinzip der Arbeitsökonomie beherrscht. Dem entspricht ja schon die Lokalisierung der Einengung der Gesteinsmassen auf die Geosynklinalen und im allgemeinen auf deren Randzonen. Sicher ist aber auch arbeitsökonomisch bedingt, daß ein Faltenkranz unvollständig wird und sich die Einengung dafür an anderer Stelle entsprechend stärker äußert. Ich erwähne vergleichsweise die Ausführungen Argands (Plissements précurseurs usw., a. a. O. 1920) über die wechselnde Intensität des Zusammenschubes im nördlichen und südlichen Aste des alpidischen Orogens. Ist nämlich in der gleichen Querzone des Orogens einer der Äste mächtig entwickelt, so ist der Zusammenschub im anderen entsprechend schwach, so daß also die Faltungsintensitäten sich im nördlichen und südlichen Aste gewissermaßen kompensieren. So faßt auch Argand die bis zum Verlöschen gehende Verschwächung der dinarischen Südfaltung von Venetien, Lombardei und Piemont als Kompensation der großen Stärke

der Nordfaltung des eigentlichen Alpenkörpers auf, — und hinzu kommt in diesem Falle wohl noch, daß infolge der Schlingenbildung des dinarischen Astes auch der Apennin und die sizilischen Falten einen Teil des Zusammenschubes der in Frage kommenden Querzone des alpidischen Orogens auf sich genommen haben.

3. Erweiterung der Orogene in Abhängigkeit von Veränderungen des Untergrundes

Ein orogenes Gebilde erscheint im allgemeinen nicht von vornherein in seiner endgültigen Ausdehnung, sondern zunächst mit einem älteren Kernstücke, das sich in späteren orogenen Phasen erweitert. Diese Erweiterung kann erfolgen

a) durch „Anbau", d. h. quer zum Streichen („Wandern der Faltung"),

b) durch „Fortbau", d. h. im Streichen.

a) Erweiterung der orogenen Zonen durch Anbau

Die Erscheinung des Wanderns der Faltung („Anbau") ist oft beschrieben und kann wohl als altbekannt gelten. Schöne Beispiele finden wir auf europäischem Boden sowohl innerhalb der kaledonischen, wie der variscischen, wie der alpidischen Ketten, worauf in den Einzelausführungen über die Phasen der Gebirgsbildung bereits hingewiesen worden ist. Das Wandern vollzieht sich in der Richtung auf die Rahmen („Zuwanderung" zu diesen) und damit auch in der Richtung der Faltung, da die Faltung gegen die Rahmen („Vorländer") gewandt ist. Es ist im allgemeinen durch eine Vortiefenbildung vorbereitet; durch sie wird der Raum, der in einer älteren Phase wegen zu hoher Stabilität noch nicht der Faltung zugänglich war, für die Faltung einer jüngeren Phase reif gemacht.

Es handelt sich also, wenn wir die dem Vorlande zugekehrte Seite eines Gebirges, wie üblich, als Außenseite bezeichnen, um Außenangliederungen.

Aber gibt es nicht auch Innenangliederungen im Laufe der Fortentwicklung eines Gebirgszuges, d. h. also „Abwanderungen" der Faltung? Man wird vielleicht auf die Alpen verweisen, wo die im Norden vor sich gehende postmiozäne Faltung des Molassegebietes und dessen Angliederung an den Alpenkörper ihr Gegenstück im Süden der Alpen in der Faltung und Angliederung der Molasse zwischen Como und Varese (Monte Olimpino usw.) besitzen. Aber der Süden der Alpen ist ja schon, wie wir gesehen haben, meridiogen, und die Südwanderung in den Südalpen ist also, wie das ganze Wandern der Faltung im dinarischen Systeme, keine Abwanderung vom europäischen Nordrahmen,

sondern eine Zuwanderung zum Südrahmen. Also ist auch der Monte Olimpino keine Innen-, sondern eine Außenangliederung.

Ebenso handelt es sich in den britisch-norwegischen Kaledoniden beim Vorrücken der Faltung sowohl im Westen (Wales usw., vergl. S. 67) nach Nordwesten, wie im Osten (Norwegen, vergl. S. 68) nach Osten um Außenangliederungen neuer Faltungen.

Wohl aber scheint im Armorikanischen Gebirge Europas der Ausnahmefall eines innerhalb einer Faltungsära eintretenden Abwanderns der Faltung gegeben zu sein. Die variscische Faltung im eigentlichen Pyrenäengebiete ist nämlich erst saalischen Alters (s. S. 103), denn die Schichtfolge vom Devon bis älterem Unterperm einschließlich zeigt Konkordanz. Demgegenüber war die variscische Faltung rings um die Pyrenäen, so in Frankreich in der Montagne Noire und auch noch im Massiv von Monthoumet, in Asturien („asturische Faltung") und in der Spanischen Meseta schon früher erfolgt. Das Pyrenäengebiet liegt aber, wenigstens wie ich mit Koßmat[1]) die Sachlage glaube auffassen zu müssen, an der Innenseite des von Frankreich nach Spanien führenden und dabei seine konvexe Seite dem Atlantik zuwendenden Armorikanischen Bogens (vergl. Fig. 1). Dieser hat sich also durch nachträglichen Anbau sowohl nach außen (Nordfrankreich, Südengland und vielleicht auch Südportugal), wie auch nach innen (Pyrenäen) verbreitert, wobei der Anbau nach innen (saalisch) jünger ist, als der nach außen (asturisch). Es muß allerdings dahingestellt bleiben, ob nicht auch schon die asturische Faltung in Asturien einer Zwischenzone einer ersten Angliederung zwischen den im wesentlichen wohl sudetischen Zonen des inneren Armorikanischen Gebirges und den saalischen Falten des Pyrenäenuntergrundes angehört.

Ein zweiter Ausnahmefall eines Abwanderns der Faltung innerhalb eines Faltungszyklus, und zwar des saxonischen, bietet der Teutoburger Wald in der südlichen Randzone des Niederdeutschen Beckens gegen die Rheinische Masse. Vorland der Faltung, gegen das die Überschiebungen sich richten und dem auch die Sättel ihre steileren Schenkel zukehren, war die im Süden liegende und heute weithin von der Kreide Westfalens überdeckte Rheinische Masse. An diese legen sich nun zunächst die älteren (kimmerischen) und darauf die jüngeren (postkretazischen) Ketten (St. I, S. 41 und St. XV, S. 41—42).

Eine nur scheinbare Ausnahme davon, daß das Wandern innerhalb eines Zyklus der europäischen Gebirgsbildung der Falten nordwärts geht, machen die Südkarpathen; denn die dortige Südwanderung erklärt sich ja ohne weiteres aus der Bogenform des Gebirges und ist eine „inverse" Nordwanderung; ebenso ist das Südwärtswandern der Faltung

[1]) vergl. F. Koßmat, Die mediterranen Kettengebirge usw. a. a. O., Fig. 4 auf S. 31.

in den Südpyrenäen keine Abwanderung vom Nordrahmen, sondern eine Zuwanderung gegen diesen, nämlich gegen die Iberische Meseta, die ja ein Teil des Nordrahmens des alpinen Orogens ist. Also auch hier handelt es sich um „inverse“ Nordwanderung.

Im Gegensatze zu den „Zuwanderungen“ der Faltung innerhalb der europäischen Kaledoniden, Varisciden und Alpiden hat sich die Faltung von einem der drei großen Faltungszyklen zum andern in der Richtung auf die Geosynklinale verlegt. Hier liegen also „Abwanderungen“ vor.

Insgesamt ergibt sich also für den Boden Europas ein eigenartiger Rhythmus des Wanderns, ein zweimaliges starkes Vorwandern nach Süden („Abwanderungen“), jeweils gefolgt in den Unterphasen der Faltungen von kleineren Rückwanderungen nordwärts („Zuwanderungen“), die durch Vortiefenbildung vorbereitet waren (St. IX, S. 372).

Als ich 1919 auf diesen Rhythmus des Wanderns, den ich dann später als „Wandern im Pilgertakte“, bezeichnete (ein großer Sprung vorwärts, kleinere rückwärts, ein erneuter großer Sprung vorwärts, kleinere rückwärts usw.), hinwies, war es mir infolge der Schwierigkeiten der Literaturbeschaffung in der Kriegs- und Nachkriegszeit entgangen, daß auch schon in der amerikanischen Literatur, und zwar durch W. H. Hobbs[1]), im Jahre 1914 diese zweierlei Art von Faltenangliederung beim Wachsen der Kontinente unterschieden und diagrammatisch dargestellt worden war (St. XV, S. 41).

F. Koßmat („Die mediterranen Kettengebirge usw.“ a. a. O., 1921, S. 22) hat zur Vermeidung von Verwechslungen der beiderlei Art von Faltenangliederungen vorgeschlagen, die Bezeichnung „Wandern“ auf die Verlegung der großen Faltungszyklen zu beschränken und bei Verlegungen im Laufe eines Zyklus vom „Weitergreifen“ der Faltung zu sprechen. Aber auch für letztere Fälle, und vielleicht sogar ganz besonders für diese, hat sich die Bezeichnung des „Wanderns“ der Faltung eingeführt, und schon deswegen dürfte der Koßmatsche Vorschlag schwer durchdringen. Doch auch die von mir gegebene Unterscheidung von Abwandern (entsprechend dem „Wandern“ im Sinne Koßmats) und Zuwandern (entsprechend dem „Weitergreifen“ der Faltung bei Koßmat) als Unterarten des „Wanderns“ der Faltung entspricht dem berechtigten Bedürfnisse nach schärferer terminologischer Trennung und stößt dabei bestehende Gepflogenheiten nicht um, sondern erweitert sie nur.

Das Abwandern der Faltung von Faltungszyklus zu Faltungszyklus beruht darauf, daß durch die Erweiterung des Rahmens durch den älteren Faltungszyklus das Gebiet der nachfolgenden jüngeren

---

[1]) W. H. Hobbs, Mechanics of Formation of arcuate Mountains. Journ. of Geol., Vol. XXII, 1914, insbes. S. 207 und Fig. 39.

Faltung für einen Faltungsvorgang erreichbar geworden war. Demgegenüber liegt das „intrazyklische“ Wandern darin begründet, daß eine im Vorlande einer älteren Gebirgsanlage zunächst stabilere Zone durch geosynklinale Absenkung (Vortiefenbildung und Auffüllung) die Faltungsreife erhalten hatte.

Im ersteren Falle waren also die später gefalteten Gebiete bei der älteren Faltung zwar reif, aber nicht für sie erreichbar, im zweiten Falle waren sie zwar für sie erreichbar, aber noch nicht reif. Im ersteren Falle mußte also erst die Erreichbarkeit herbeigeführt werden, und das geschah durch die Verbreiterung des Rahmens im älteren Faltungszyklus; im zweiten Falle mußte erst die Reife erzielt werden, und zwar durch Vortiefenbildung nach der älteren Phase des Faltungszyklus.

Daß im Falle des Teutoburger Waldes hinsichtlich der Richtung des intrazyklischen Wanderns die oben erwähnte Ausnahme besteht, hängt offenbar damit zusammen, daß das ältere (vorkretazische) Kettensystem keine Vortiefe als Vorbedingung eines Zuwanderns der Faltung in der Richtung auf den Rahmen ausgebildet hatte, und das ist wohl wieder aus den unbedeutenden Abmessungen des älteren Kettensystemes erklärlich (St. XV, S. 42). So konnte ein Anbau auch nur in der Richtung auf die Geosynklinale (Niederdeutsches Becken), d. h. nur ein Abwandern der Faltung, erfolgen.

Eine neue Faltungsära pflegt mit hohen Strukturformen einzusetzen; aber bei der Wiederholung erscheinen dann in dem älteren Teile des Gebirges oft schon die niedrigeren Formen, während in den durch das Wandern ergriffenen Außenzonen die Orogenese wieder mit höheren Formen ihren Anfang nimmt. Die Erklärung ergibt sich ohne weiteres durch die versteifende Wirkung der älteren Faltung in dem von ihr betroffenen Teile.

b) Erweiterung der orogenen Zonen durch Fortbau

Im Gegensatze zum Anbau, der die Gebirge verbreitert, verstehe ich unter „Fortbau“ die im Laufe der Faltungsphasen sich vollziehende Verlängerung der Gebirge in Richtung ihres Streichens. Der junge europäische Faltengürtel ist ja im wesentlichen nur im Südosten (Kaukasus, Krim, vielleicht auch Balkan) kimmerisch (vorkretazisch) angelegt; im Fortstreichen hat in den Karpathen und in den Ostalpen eine beträchtlichere Faltung aber erst in der austrischen Phase eingesetzt.

In den Westalpen ist ja im Gegensatze zu den Ostalpen die austrische Faltung nicht nachweisbar. Mit Argand (a. a. O.) möchte man zwar annehmen, daß sie gleichfalls eingetreten, wenn auch auf die inneren Zonen, in denen heute die Kreide ganz fehlt, beschränkt geblieben sei. Immerhin ist diese Sachlage nicht erwiesen, und so besteht noch die

Möglichkeit, daß, wie vielfach ja angenommen wird, die Ostalpen in ihrer ersten alpidischen Anlage älter sind als die Westalpen. Unter dieser Auffassung hätte man in den Westalpen also wieder ein Beispiel für den Fortbau eines älteren Gebirgssystems in jüngerer Phase. Der ganze Faltenzug vom Kaukasus bis zu den Westalpen zergliederte sich damit in drei in ihrer Anlage verschiedene Stücke, nämlich in ein östliches mit vorkretazischer, ein mittleres mit intrakretazischer und ein westliches mit nachkretazischer Stammfaltung, und wir hätten hier ein großartiges Bild des Fortbaues eines Faltensystems. Gegen die Westalpen hätte sich aber der Fortbau nicht nur von Osten, sondern auch von Westen gerichtet, denn auch die Pyrenäen weisen ja eine Stammfaltung intrakretazischen (austrischen) Alters auf.

Die Ketten des Schweizer Juras setzen sich in den subalpinen Ketten der Französischen Alpen oder doch wenigstens in einem Teile derselben fort. Im Schweizer Jura hat die Hauptfaltung höchstwahrscheinlich in der vorpontischen (attischen) Phase eingesetzt, in den subalpinen Ketten oder wenigstens weithin in diesen dagegen erst in der postpontischen (rhodanischen). Auch hier haben wir wohl ein Beispiel für einen „Fortbau" innerhalb eines einheitlichen Faltenzuges.

Die „Gondwaniden" J. Keidels, d. h. jene von ihm als zusammengehörig aufgefaßten Falten, die den Südrand der alten Brasilo-afrikanischen Masse einerseits in Argentinien und anderseits in Südafrika umschlingen, sind auf südamerikanischem Boden (s. S. 115) intrapermischen (saalischen), auf afrikanischem (s. S. 136/137) dagegen jungtriadischen (altkimmerischen) Alters. Doch erblicke ich allein hierin, wie schon früher angedeutet wurde, keinen ausreichenden Einwand gegen die Keidelsche Zusammenfassung der Falten zu einem einheitlichen Faltensysteme, vielmehr könnte hier sehr wohl ein Beispiel des „Fortbaues" eines Orogens vorliegen.

In solchen Fällen der Verlängerung von Faltungszonen mögen die Gebiete der jüngeren Faltung in den älteren Phasen noch nicht ausreichend reif oder auch nicht erreichbar für den orogenen Druck gewesen sein, letzteres vielleicht infolge Gestaltung der Übergangszonen zwischen ihnen und dem Rahmen.

Eine ganz besondere Art von orogenem Fortbau scheint in jener langen Zone rheinischer Gebirgsbildung erkennbar zu sein, die etwa vom Mittelländischen Meere durch das Rhone- und Saone-Gebiet, das Oberrheintal, Hessen und Hannover bis zum Kristiania-Gebiete und dem Mjösen-See in Südnorwegen reicht. Ausgezeichnet ist diese Zone insbesondere durch Grabenbildungen und durch Vulkanismus von atlantischer oder jedenfalls nicht sauer-pazifischer Art. Insgesamt bildet sie ein Beispiel eines großen germanotypen Orogens. Aber die Gebirgsbildung ist in ihr ungleich alt; im Norden ist sie postkaledonisch und zwar devonisch

und vielleicht auch noch altvariscisch, im Süden ist sie postvariscisch (saxonisch). In dieser Mittelmeer-Mjösen-Zone handelt es sich um tektonische Erscheinungen, für die eine größere Starrheit des Bodens Voraussetzung ist. Während also sonst die Mobilität die Reife für die Gebirgsbildung herbeiführt, hat umgekehrt in der Mittelmeer-Mjösen-Zone eine erhöhte Stabilität die Reife für die Sonderform der Orogenese geschaffen. Diese Reife ist aber in Südnorwegen schon durch die kaledonische Orogenese, in Deutschland dagegen erst durch die variscische Gebirgsbildung erreicht worden. Daran liegt es, daß die rheinische Gebirgsbildung im Norden (Kristiania-Gebiet) sehr früh einsetzte und sich erst in späterer Zeit südwärts fortbauen konnte. So weit aber auch im Süden schon geringe ältere Andeutungen der rheinischen Gebirgsbildung da waren, kommen auch hier örtliche ältere Konsolidationen in Betracht. Ich behandle diese Verhältnisse an anderer Stelle ausführlicher[1]).

4. Ein- oder zweiseitiger Druck bei der Entstehung der Gebirge?

Leopold v. Buch lehrte den symmetrischen Bau der Gebirgsketten um eine eruptive Achse, wobei ihm vor allen Dingen das Alpengebirge vorschwebte. Für ihn war der Vulkanismus die Ursache der Gebirgsbildung; dieser schuf die kristalline Zentralzone, und von ihr ging ein Druck nach den nördlich und südlich gelegenen Gebieten aus, der die Aufrichtung der Nebenketten zur Folge hatte.

Elie de Beaumont, wohl der erste, der die Bildung der Gebirge mit der Kontraktion der Erde in Zusammenhang gebracht hat (1829 und 1852), lehrte dann 1852, ganz offenbar beeinflußt durch die Fächerstruktur des Montblanc, daß die Gebirge durch seitlichen Druck „wie zwischen den Backen eines Schraubstockes“ entstanden seien. Er ist mit dieser „Schraubstocktheorie“, wie man wohl kurz sagt, der eigentliche Vater der Vorstellung der Zweiseitigkeit des gebirgsbildenden Druckes geworden.

Die Vorstellung eines einseitigen, unsymmetrischen Faltenbaues hat sich zuerst in Amerika aus der unter Leitung der Gebrüder Rogers ausgeführten Untersuchung des appalachischen Gebirgssystems ergeben, die 1836 eingesetzt hatte, aber erst 1868 in zusammenhängender Form dargestellt worden ist. Doch schon 1842 hatte H. D. Rogers den einseitigen Bau des Gebirges, seine Zusammensetzung aus zahlreichen Parallelfalten und das Fehlen einer zentralen kristallinen Achse im Gegensatze zu der in Europa zur Herrschaft gelangten Vorstellung vom symmetrischen Bau der Gebirge geschildert.

---

[1]) H. Stille, Rheinische Gebirgsbildung in Westdeutschland und im Kristianiagebiete. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F. Heft 95.

An die Stelle der Rogersschen sehr unbefriedigenden Erklärung dieses einseitigen Faltenwurfes durch wellenförmige Pulsationen der magmatischen Tiefenmassen setzte Dana die Erklärung durch einen einseitigen Schub, der in der Richtung vom Meere gegen den Kontinent wirkte und in der ehemaligen Randzone der Meere neue Faltenzonen dem Festlande anfügte. In Amerika gewann die Danasche Vorstellung, die den geologischen Verhältnissen des nordamerikanischen Kontinents durchaus gerecht zu werden schien, bald allgemeine Zustimmung, nicht zum wenigsten durch die Mitarbeit und lichtvolle Darstellung von J. Leconte.

In Europa hat die Vorstellung von der Einseitigkeit des Gebirgsbaues erst später Boden gefaßt; und wenn diese Einseitigkeit auch schon früh durch F. v. Hauer in den Karpathen und durch v. Hochstetter im Balkan und Ural erkannt worden war, und wenn Studer auch schon 1856 gemeint hatte, daß in den Alpen der Druck von Süden stärker gewesen sein müsse, als der nach Süden, und wenn derselbe Forscher 1860 auch schon von der außerordentlich großen seitlichen Kraft gesprochen hatte, die in den Alpen gegen außen gewirkt haben muß, so gilt doch E. Sueß mit Recht als der eigentliche Vater der Theorie des einseitigen gebirgsbildenden Schubes. 1862 („Boden von Wien") hatte zwar auch er noch den symmetrischen Bau der Alpen angenommen, aber in der „Entstehung der Alpen" (1873) und danach im „Antlitz der Erde" ist die Einseitigkeit der Gebirgsbildung als Folge der Einseitigkeit des tektonischen Schubes sozusagen der Fundamentalgedanke des Sueßschen Lehrgebäudes. Schwierig war die Abfindung mit den Alpen, die doch geradezu als Musterbeispiel eines zweiseitig gebauten Gebirges erscheinen. Hier ist aber nach Sueß die Symmetrie nur eine scheinbare, bedingt durch das Herantreten eines anderen Gebirges, der Dinariden, an den Alpenbogen. Dieses Dinaridenproblem, das im wesentlichen auf die Frage der Südbewegungen in den Südalpen hinauskommt, ist der wunde Punkt in den Sueßschen Vorstellungen von der Entstehung der Alpen durch von Süden wirkenden einseitigen Schub, und auch die Hilfshypothese der dinarischen „Rückfaltung" und noch kühnere Hilfshypothesen nachfolgender Forscher geben keine befriedigende Lösung. So meint E. Tietze[1]), daß Sueß in seiner Auffassung der Südalpen seine Lehre vom einseitigen Schube „schwer kompromittiert" hat.

Die Theorie des einseitigen Schubes, wie Sueß sie vertritt, soll ihre besondere Stütze in der Bogenform der Gebirge und in der Richtung der Falten finden. Die Bogenform wird durch den weiten Vorschub der gefalteten Massen über das Vorland hin-

[1]) Emil Tietze, Einige Seiten über Eduard Sueß. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. 66, 1916, S. 333ff.

weg gedeutet. Dagegen hat Löwl („Geologie“, S. 172) auf rechnerischer Grundlage Einwendungen erhoben, denen Tietze (a. a. O.) nachdrücklich zustimmt. Löwl hat darauf hingewiesen, daß der Jurabogen zwischen Chambéry und Lägern 380 km, die Sehne Chambéry-Lägern aber nur 290 km lang sei. Stammte nun der Jura aus dieser Sehne, so müßte er im Streichen eine Zerrung im Verhältnis 3 : 4 zeigen. In Wirklichkeit ist aber nichts derartiges zu sehen, vielmehr weisen die Faltenmäander auf Stauungen auch in der Richtung des Streichens hin. Noch schlagendere Beispiele liefern nach Löwl schärfer gekrümmte Bögen wie die Karpathen. So ist nach Löwl der Grund der Bogenform in der ursprünglichen Umgrenzung des nachgiebigen, zur Faltung gelangenden Bogenstückes zu suchen (vergl. auch Andrée, Über die Bedingungen der Gebirgsbildung, 1914, S. 69); so ist nach Tietze die Bogenform, statt einer Stütze für den einseitigen Schub, vielmehr ein

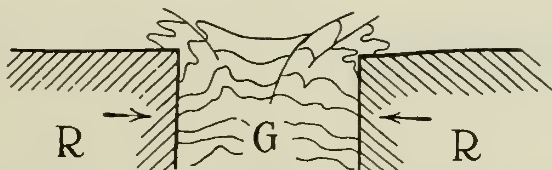


Fig. 4. Faltung einer Geosynklinale (G) zwischen zwei Rahmen (R) (z. B. der kaledonischen Geosynklinale zwischen Eria und Fennosarmatien) vgl. St. IV, S. 583.

Beweis dagegen. Auch die Richtung der Falten ist, wie Löwl hervorhebt, belanglos; er hat recht, wenn er sagt, daß die Falten sich dorthin wenden, wohin die aufgestauten Massen am besten ausweichen können.

So erklären Löwl, Tietze und andere die Theorie des einseitigen Schubes für unhaltbar. Für sie sind die Zonen der Kettengebirge nachgiebige Rindenstreifen, die im Sinne Elie de Beaumonts zwischen weniger nachgiebigen Schwellen zusammengedrückt werden. Dabei weist Tietze besonders auf die Kaledoniden Nordeuropas hin, deren zweiseitigen Bau auch Sueß zugegeben hatte (Antl. d. Erde, III, 2, S. 573); und auch mir haben die Kaledoniden als besonders schönes Beispiel vorgeschwebt, als ich 1913 das mit einigen Abänderungen obenstehend wiedergegebene Bild von der Entstehung eines zweiseitigen Gebirgssystemes durch Faltung einer Geosynklinale „wie zwischen den Backen eines Schraubstockes“ (St. IV, S. 583), in unserem Sonderfalle zwischen Eria und Fennosarmatien, gab. Dieses Bild veranschaulicht zugleich auch die von mir stets vertretene Vorstellung, daß die Faltung gegen das Vorland nicht Beweis dafür ist, daß der

faltende Druck in der Richtung auf das Vorland wirkte, daß also z. B. die Nordfaltung der Alpen nicht auf Druck von Süd nach Nord zurückgeht, sondern daß die Einseitigkeit des Faltenbogens gewissermaßen als ein Überquellen über das Vorland gedeutet werden muß und in diesem Sinne der Schub vom Rahmen gegen die Geosynklinale gerichtet war (St. IX, S. 33, Anm. 2). Dabei ist durchaus nicht nötig, daß der unterfahrende Rahmen von vornherein tiefer lag. Ist doch die Faltung mit einer Aufwärtsbewegung des Sedimentationsbeckens gegenüber seinem Rahmen und daher mit einer relativen Abwärtsbewegung des Rahmens gegenüber dem sich weithin und speziell in der Randzone faltenden

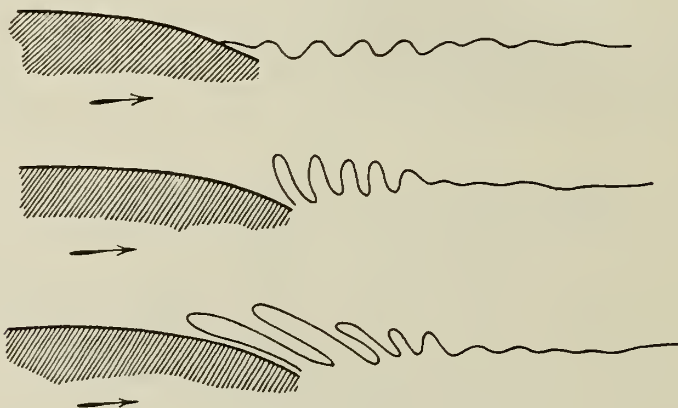


Fig. 5. Entstehung einseitiger Falten neben einem Rahmen. In einer Geosynklinale hoch aufsteigende Falten werden übergelegt in der Richtung auf die den Rahmen der Geosynklinale bildende Festlandsschwelle. Der Faltungsschub geht nicht von der Geosynklinale aus, wie aus der Richtung der Falten geschlossen werden könnte, sondern — wenn auch nur mittelbar — von der Festlandsschwelle. (vgl. Stille V, S. 26.)

Beckeninhalte verbunden und kann oder muß doch schon dadurch bei stärkerer Faltung der Zustand erreicht werden, daß die Falten sich hoch über das Niveau des Rahmens erheben und in der Richtung auf diesen sich überlegen. Zur Veranschaulichung dessen habe ich 1913 (St. V, S. 26) das in Figur 5 reproduzierte Bild gegeben. Es erklärt uns die Faltungsrichtung als Ausweichrichtung der der Faltung unterliegenden Gesteinsmassen.

Richtung der Faltung und Richtung der faltenden Kraft sind also im Sinne obiger Ausführungen einander entgegengesetzt. Die Alpen oder doch wenigstens ihr Hauptteil sind nach Norden gefaltet, aber durch Druck (Unterfahrung) von Norden.

Auch L. Kober führt die Einseitigkeit der Gebirge auf einen in der Richtung vom Rahmen gegen die Geosynklinale wirkenden Druck zurück.

Daß die Gebirgsbögen durch Unterschub von der Seite ihres Vorlandes („arcs of underthrust“) und nicht im Sinne von Sueß durch Schub vom Rücklande her entstanden seien, nimmt ferner W. H. Hobbs schon seit 1912 an. Allerdings ist er dabei unter besonderer Zugrundelegung der Verhältnisse Asiens der Auffassung, daß der Faltenvorschub in der Richtung auf die Meere erfolgt sei, und in Konsequenz dieser Auffassung läßt er den Unterschub auch vom Meere aus wirken. Aber für den südgerichteten jungen Faltenzug von den Iraniden bis zu den Molukken liegt doch der Rahmen (Gondwanaland) im Süden, mag er auch weithin überflutet sein und nur noch in Arabien, Indien und weiterhin in Australien aufragen. Also schauen die Falten auch hier rahmenwärts, wie in Europa.

Als Anhänger der Schraubstocktheorie sei noch E. Haug genannt. Wie für ihn zum Wesen der Geosynklinale ihre Lage zwischen zwei Kontinentalmassen gehört (vergl. S. 7), so entstehen auch die Gebirge zwischen diesen Kontinentalmassen. „Les Pyrénées sont comme écrasées entre le Massif Central de la France et la Meseta Ibérique; l'Atlas est de même pincé entre le continent Africain et la chaîne cristalline de la côte, aujourd'hui en partie effondrée sous la Méditerranée“ (Traité, S. 167; vergl. auch Géosyncl. etc. a. a. O.). Die Fälle der Einseitigkeit der Faltung lassen sich nach Haug dadurch erklären, daß man den einen kontinentalen Block als feststehend, den anderen als gegen ihn bewegt annimmt. Immerhin setzt nach Haug die Einseitigkeit nicht mit Notwendigkeit einseitigen Druck voraus, vielmehr kann der Druck von beiden Rändern der Geosynklinale her ausgeübt werden und an beiden zu Falten führen, die entgegen der Druckrichtung übergelegt sind (Traité, S. 516).

Die beiden Vorstellungen der Entstehung der Gebirge einerseits am Rande der Festländer und andererseits zwischen den Festländern und zugleich die beiden Vorstellungen der Entstehung der Gebirge durch ein- oder zweiseitigen Schub stehen sich nun keineswegs unversöhnlich gegenüber, vielmehr überbrückt sich der scheinbare Gegensatz leicht (vgl. St. X, S. 198, Anm.). Die Gebirge steigen aus den gesunkenen Zonen in der Peripherie der Kontinente auf, wie Dana gesagt hat (Fig. 6c). Sind aber die Kontinente einander genähert und ist das trennende Becken entsprechend schmal, wie etwa in Europa im Falle der Tethys, so ergibt sich das Bild der Entstehung der Gebirgszüge „wie zwischen den Backen eines Schraubstockes“, d. h. im Falle der Thetys zwischen der afrikanischen und der mitteleuropäischen Masse, wobei eine mittlere Zone noch ungefaltet bleiben kann (Fig. 6b). In ganz extremen Fällen, d. h. bei sehr schmaler Geosynklinale, kann sogar die ganze Geosyn-

---

[1]) vergl. die zusammenfassende Darstellung in „Earth Evolution and its Facial Expression“. New York 1921, Kap. X.

klinale aufgefaltet werden (Fig. 6a), wie mit der britisch-norwegischen Geosynklinale zwischen Eria und Fennosarmation bei der kaledonischen Faltung oder mit der Pyrenäen-Geosynklinale zwischen Zentralplateau und Iberischer Meseta bei der alpidischen Faltung geschehen ist, und man muß dann die eine Hälfte des entstehenden Faltenfächers als peripherisch der einen, die andere Hälfte der anderen Schwelle zurechnen.

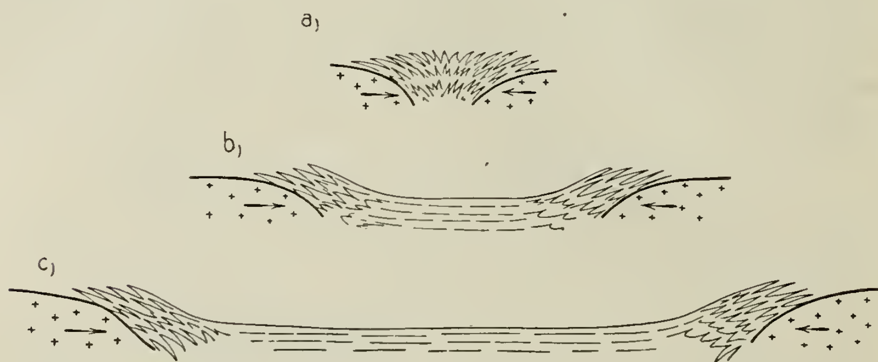


Fig. 6. Faltungen zwischen Rahmen bei zunehmendem Abstande derselben. a) Zweiseitiges Orogen. Beispiel: nordeuropäische Kaledoniden. — b) Zweiseitiges Orogen mit ungefalteter oder verschwächt gefalteter Mittelzone. Beispiel: Neoeuropa. — c) Faltung um Kontinente.

Man kann also nicht sagen, daß der orogene Druck grundsätzlich einseitig oder grundsätzlich zweiseitig wirke. Denn sind die Becken zwischen den Schwellen relativ schmal (Kaledoniden, Pyrenäen, im gewissen Sinne auch Alpen), so ergibt sich das Bild zweiseitiger Wirkung; sind die Becken aber breit, so tritt für jede der Randzonen nur eine einseitige Wirkung in Erscheinung. Letzteres trifft besonders bei einer Faltung um Festlandsmassen zu, die von weiten Weltozeanen umgrenzt sind, so daß von einer eigentlichen „Gegenschwelle" nicht mehr gesprochen werden kann.

In sehr vielen Fällen, so z. B. im mediterranen Faltengürtel, ist also die im Einzelgebirge im allgemeinen in Erscheinung tretende Einseitigkeit der Faltung nichts anderes wie eine halbe Zweiseitigkeit.

Dritter Hauptteil

Grundfragen der Epirogenese

Die Epirogenesen charakterisierten wir als säkuläre Bewegungen, die große Erdstücke mehr oder weniger gleichsinnig betreffen und ihr tektonisches Gefüge intakt lassen. Der Nachweis solcher Vorgänge ist für die junge geologische Vergangenheit oft leicht zu führen, und zwar namentlich mit morphologischen Forschungsmethoden; insbesondere gilt das für die aufwärtige Epirogenese, die z. B. in Küstengebieten an gehobenen Terrassen erkennbar ist.

Demgegenüber sind aus den älteren geologischen Perioden nur undeutliche Spuren der epirogenen Vorgänge überliefert. Als solche haben in erster Linie die mächtigen Schichtmassen zu gelten, die nur in sinkenden Räumen entstanden sein können und also die epirogene Senkung ihres Bildungsraumes während ihrer Bildungszeit veranschaulichen. Der Wechsel der Mächtigkeit und die Faziesverhältnisse ermöglichen in vielen Fällen eine genauere Erkennung des epirogenen Vorganges, der die Schichtbildung begleitete und überhaupt erst veranlaßt hat. Faziesverhältnisse geben die Nähe der Landmassen an, und das Fehlen von Schichtfolgen kann unter Wahrung der nötigen Vorsicht als Andeutung alter Schwellengebiete gewertet werden. Transgressionen bedeuten, namentlich wenn sie mächtige Schichtfolgen einleiten, daß vorher aufsteigende oder wenigstens neutrale Gebiete in den Zustand des Sinkens kommen; das Aufhören der Sedimentation kann in vielen Fällen als Andeutung des Aufhörens des Sinkens aufgefaßt werden. So erweisen sich gerade die Trans- und Regressionen als besonders feine Indikatoren der Bewegungen des Festen, und mit ihnen muß man sich also befassen bei den Versuchen, die Erscheinungen der Epirogenese (Undation) der älteren geologischen Vergangenheit zu verstehen und die Gesetzmäßigkeiten zu ermitteln, von denen sie beherrscht werden.

Damit wird die Paläogeographie, insbesondere soweit sie die Grenzen der älteren Meeres- und Festlandsräume und die Veränderung dieser Grenzen von Zeitabschnitt zu Zeitabschnitt festzulegen sucht, zu einer hervorragenden Hilfswissenschaft der Tektonik.

So beschäftigen wir uns zunächst mit den Meeresbewegungen, und so wird es erklärlich, daß ein Buch, das der Tektonik gewidmet ist, in langen Kapiteln von stratigraphisch-paläogeographischen Dingen handelt, die zunächst abseits von der Tektonik zu liegen scheinen. Aber sie sind hier auch nicht das eigentliche Forschungsziel, sondern nur Forschungsweg.

E. Sueß hatte zwar die Trans- und Regressionen durch Bewegungen der Wasserhülle und nicht des festen Bodens zu erklären versucht. Aber trotz der Zähigkeit, mit der Sueß auch noch in seinen letzten Arbeiten diese Vorstellung verteidigte, hat der Fortgang der Forschung wohl gegen ihn und zugunsten der älteren Auffassung von Playfair, v. Buch, Lyell u. a. entschieden.

Im Nachstehenden wird also von der Auffassung ausgegangen, daß die Verschiebungen des Strandes im wesentlichen auf Bewegungen des Festen beruhen. „Die Wasser der Erde folgen den Bewegungen des festen Gerüstes der Erde.“ [1]). Es soll zwar nicht in Abrede gestellt werden, daß untergeordnet auch absolute Bewegungen des Meeresspiegels in den Küstenzonen eingetreten sein mögen. Zu denken ist dabei an „eustatische“ Bewegungen im Sinne von E. Sueß, wechselnde Attraktionen der Festlandsmassen im Zusammenhange mit Veränderungen dieser, an die zunehmende und abnehmende Attraktion sich vergrößernder und abschmelzender Eismassen, vielleicht auch an Schwankungen in der Geschwindigkeit der Erdrotation oder in der Lage der Pole. Aber darauf, daß solche, zwar immerhin mögliche „absolute“ Meeresveränderungen nur geringe Bedeutung gehabt haben können, hat in zusammenfassender Weise schon E. Haug (Traité, S. 498ff.) hingewiesen.

Ein kurzer Auszug aus den nachfolgenden Darlegungen ist bereits 1921 unter dem Titel „Studien über Meeres- und Bodenbewegungen“ in den Nachrichten der K. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, Mathem.-phys. Klasse, veröffentlicht worden (St. XII).

I. Gesetzmäßigkeiten in den Strandverschiebungen der geologischen Vorzeit

A. Terminologisches

Die alten Begriffe Trans- und Regression werden in der Literatur in zweifacher Weise verwandt.

Erstens bezeichnet man durch sie das Vorrücken und Zurückgehen des Meeres.

Zweitens gebraucht man sie für Erweiterungen und Verengungen von Sedimentationsräumen ganz allgemein.

---

[1]) J. F. Pompeckj, Die Meere der Vorzeit. Göttingen 1909, S. 19.

a) Verwendung der Begriffe Trans- und Regression für Meeresbewegungen

Die Transgression ist die positive Meeresbewegung und gilt als Ausdruck einer negativen Bodenschwankung (Landsenkung). Die Regression ist die negative Meeresbewegung und der Ausdruck einer positiven Bodenschwankung (Landhebung).

Für die marine Invasion in Faltungssynklinalen hat A. Penck die Bezeichnung „Ingression“ vorgeschlagen, und Haug will diesen Begriff auch für die marinen Invasionen in die „Aires d'Ennoyage“, also in epirogene Senken, gelten lassen. Es verbindet sich also mit der Ingression gegenüber der Transgression die Vorstellung des Eindringens des Meeres in sozusagen fertige Becken gegenüber der Überflutung weiter kontinentaler Schwellen. Aber eine grundsätzliche Trennung von Trans- und Ingressionen ist, mögen auch extreme Fälle sich unterscheiden, schon deshalb nicht möglich, weil sicherlich auch die überwiegende Zahl der Transgressionen zunächst mehr oder weniger ingressiv, wenigstens im Sinne Haugs, d. h. in vorhandene oder entstehende Senken ehemaliger Festlandsgebiete, erfolgte. Wenn man also auch weiterhin von Ingressionen sprechen will, so muß man sich darüber klar bleiben, daß es sich hier nur um Sonderformen der Transgressionen handelt und „Transgression“ also der Oberbegriff ist.

Der häufigere Fall bei den Transgressionen ist nun der, daß mit ihnen eine neue Sedimentation beginnt, die dann im allgemeinen auch mit der Regression zum Abschlusse kommt. Oft handelt es sich aber auch um das Eindringen des Meeres in Räume, in denen die Sedimentation bereits im Gange war (z. B. Ingression des Muschelkalkmeeres in das Becken der germanischen Trias). Ebenso kann die Sedimentation nach einer Regression noch andauern, nunmehr natürlich in festländischer Fazies (z. B. festländische Keuperablagerungen des germanischen Beckens nach der Egression des Muschelkalkmeeres; festländisches Sparnacien über dem marinen Landénien im Pariser Becken). Bei solcher Art von Vorgängen kommen die Trans- und Regressionen nicht so sehr in den Lagerungsformen, als vielmehr in den Faziesverhältnissen der Schichten zum Ausdruck. In diesem Sinne möchte ich, wie von negativer und positiver Strandverschiebung, so auch von negativer und positiver Faziesänderung sprechen und den Faziesumschlag von festländisch über brackisch zu marin als positive Faziesänderung („steigende Fazies“), den Faziesumschlag von marin über brackisch zu festländisch als negative Faziesänderung („fallende Fazies“) bezeichnen.

Auch die Versalzung über den normalen Salzgehalt des Meereswassers hinaus ist im allgemeinen ein Zeichen beginnender negativer Faziesänderung, denn in ihr kommen ja Beckenabschnürungen zum Ausdruck. In diesem Sinne stehen beginnende Aussüßung und

beginnende Übersalzung in einer zur Veranschaulichung der Meeresbewegungen dienenden Fazienskala nebeneinander, und tatsächlich sehen wir ja auch brackisch-limnische und salinare Fazies in allgemeinen Regressionsphasen miteinander abwechseln. So vollzieht sich die jungjurassische Regression in Norddeutschland vom marinen untersten Portland zum limnischen Wealden über teils brackische (Eimbeckhäuser Plattenkalke), teils salzführende (Münder Mergel) Zwischenschichten.

b) Verwendung der Begriffe Trans- und Regression für Veränderungen der Sedimentationsgrenzen

Zweitens werden, worauf schon hingewiesen wurde, die Begriffe Trans- und Regression ziemlich allgemein für die Erweiterung und Verengung von Sedimentationsräumen gebraucht, unabhängig davon, ob es sich um marine oder festländische Sedimentation handelt. So spricht man z. B. vom „transgredierenden“ Old Red, der „transgredierenden“ Steinkohlenformation, dem „transgredierenden“ Rotliegenden, dem „transgredierenden“ Buntsandstein, dem „transgredierenden“ Wealden und der „transgredierenden“ Braunkohlenformation, wobei es sich bei allen diesen Beispielen um eine „Transgression“ kontinentaler Ablagerungen handelt. Sueß sprach in solchen Fällen wohl von „limnischen Transgressionen“ (vergl. z. B. im „Antlitz d. Erde“ II, S. 312 ff. die Ausführungen über die „limnischen Transgressionen“ der Steinkohlenformation).

c) Beschränkung der Begriffe Trans- und Regression auf die Meeresbewegungen

Die zweierlei Verwendungsart der Begriffe Trans- und Regression kann nicht beibehalten werden, da sie zu Widersprüchen führt, wie an Beispielen gezeigt werden soll. Ich stelle für die germanische Dyas und Trias nachfolgend tabellarisch

a) die Meeresbewegungen, die in den Faziesänderungen zum Ausdruck kommen,

b) die Grenzänderungen des germanischen Beckens

zusammen:

	Meeresbewegungen (Faziesänderungen)	Grenzänderungen
Rhät	+	+
Keuper	—	+
Muschelkalk	+	+
Buntsandstein	—	+
Oberer Zechstein	—	+
Unterer und Mittlerer Zechstein	+	+
Rotliegendes		+

Die Grenzänderungen gehen also vom Zechstein bis zum Rhät eigentlich durchweg im positiven Sinne vor sich, d. h. wir haben eine fortschreitende, in einzelnen Stufen sehr starke, in anderen geringere Erweiterung der Sedimentationsräume, und in diesem Sinne „transgredieren" sozusagen sämtliche Hauptstufen der germanischen Trias. Betrachten wir aber die Meeresbewegungen, so ergibt sich ein Wechsel von Trans- und Regressionen, indem z. B. der Untere und Mittlere Zechstein nach der Rotliegendzeit marine Verhältnisse herbeiführen, indem, schon vorbereitet im Oberen Zechstein, sich im Buntsandstein im wesentlichen kontinentale Verhältnisse einstellen, indem der Muschelkalk eine bedeutsame Transgression, die z. T. schon im Oberen Buntsandstein einsetzte, bringt, indem der Keuper wieder eine Zeit der Regression ist und erst im Oberen Keuper eine neue Transgression einsetzt, die dann im Lias ihren Fortgang nimmt. Wir sehen ohne weiteres, daß wir hier mit den zweierlei Verwendungsarten der Begriffe Trans- und Regression zu Mißverständnissen kommen. Z. B. „transgrediert" und „regrediert" der Buntsandstein, je nach der Definition dieser Begriffe, und das gleiche gilt für den Mittleren Keuper.

Ein anderes Beispiel betrifft das Tertiär des Pariser Beckens, von dem noch weiterhin die Rede sein wird. Wir erkennen dort im Cuisien (Untereozän) einen Meereseinbruch nach den limnisch-brackischen Ablagerungen des Oberpaläozäns (Sparnacien), d. h. also eine „Transgression". Aber mit ihr verknüpft ist eine Verengung der Sedimentationsgrenzen gegenüber dem Oberpaläozän, d. h. bei der zweiten Anwendungsart der Begriffe eine „Regression"; findet sich doch z. B. das oberpaläozäne Sparnacien im Untergrunde von Paris, während die Grenze des untereozänen Cuisiens weit nördlich geblieben ist. Also auch das Cuisien „transgrediert" oder „regrediert", je nachdem wir diese Begriffe verwenden. Der umgekehrte Fall liegt beim Oberen Lutétien des Pariser Beckens vor. Es handelt sich hier um die brackisch-limnische Ablagerung im oberem Teile des marinen Grobkalkes, also um eine „Regression" (negative Faziesänderung), wenn wir dieser Bezeichnung die Meeresbewegungen zugrunde legen; aber es handelt sich um eine Regression in erweiterten Sedimentationsgrenzen, d. h., wenn wir letztere zugrunde legen, um eine „Transgression", indem eben das obere Lutétien über die älteren marinen Schichten räumlich hinausgeht.

Diese Beispiele, denen sich andere anfügen ließen, mögen genügen, um die Unmöglichkeit zu zeigen, die Begriffe Trans- und Regression auch weiterhin sowohl für die positiven und negativen Meeresbewegungen, wie für die positiven und negativen Veränderungen der Sedimentationsräume zu benutzen. Nur für eine Art von Vorgängen dürfen sie beibehalten werden, und man kann sich entsprechend der vorherrschend üblichen Art der Verwendung der Begriffe nur dahin ent-

scheiden, daß die Begriffe Trans- und Regression für die Meeresbewegungen reserviert bleiben.

d) „Extensionen“ und „Reduktionen“

Nach vorstehenden Ausführungen stehen wir vor der Notwendigkeit, für den Neubeginn bezw. die Erweiterung der Sedimentation und für ihr Aufhören bezw. ihre räumliche Einengung andere Bezeichnungen anzuwenden, und so gebrauche ich die naheliegenden Bezeichnungen „Extension“ für die Erweiterung des Sedimentationsraumes (+ Schwankung der Sedimentationsgrenzen) und „Reduktion“ für Einschränkung bezw. Aufhören der Sedimentation (— Schwankung der Sedimentationsgrenzen). Man müßte in diesem Sinne nicht mehr von der „Transgression“ und „transgredierenden“ Lagerung des Buntsandsteins sprechen, sondern von dessen „Extension“ und „extensionaler“ Lagerung.

Nunmehr lassen sich auch die Fälle, hinsichtlich deren Bezeichnung wir bei der bisher üblichen zweierlei Verwendungsart der Begriffe Trans- und Regression in Schwierigkeiten kamen, unzweideutig bezeichnen. Im Falle des deutschen Buntsandsteins oder der oberen Landener Stufe in Belgien und Nordfrankreich (negative Faziesänderung bei positiver räumlicher Schwankung) haben wir eine „regressive Extension“, im Falle des Untereozäns des Pariser Beckens (positive Faziesänderung bei negativer räumlicher Änderung) eine „transgressive Reduktion“.

Ich bin mir von vornherein darüber klar, daß die vorgeschlagene exaktere Verwendung der Begriffe Trans- und Regression nicht viel Anklang finden und man nach wie vor von „transgredierendem“ Buntsandstein, „transgredierendem“ Steinkohlengebirge oder „transgredierender“ Braunkohlenformation sprechen wird. Man mag das auch tun, solange begrenzte Gebiete, in denen kein Mißverständnis möglich ist, zur Behandlung stehen. Aber die nachfolgenden Ausführungen werden wohl davon überzeugen, daß bei vergleichenden Untersuchungen in weiter gespanntem Rahmen die von mir geübte eingeschränkte Verwendungsart der Begriffe „Trans- und Regression“ eine Vorbedingung für eine exakte Gruppierung des Tatsachenmaterials ist.

B. Der Kanon der Strandverschiebungen

1. Die alttertiären Strandverschiebungen

a) Die alttertiären Meeresbewegungen in Belgien und Nordfrankreich

In Form eines Diagramms veranschauliche ich in Fig. 7 (S. 290) die alttertiären Meeresbewegungen in Belgien und Nordfrankreich. Aufsteigende Linien bedeuten die Regressionen, absteigende die Transgressionen. Über die Null-Horizontale erhebt sich die Linie in jenen Zeiten, in denen das

gesamte Gebiet Belgiens und Nordfrankreichs festländisch war (vergl. St. XII, S. 81).

Unter der Auffassung, daß die Transgressionen Folge der Bewegung des Festen und nicht, oder doch ganz zurücktretend. Folge selbständiger Schwankungen des Meeresspiegels sind, ist das in Fig. 7 gegebene Diagramm der Trans- und Regressionen zugleich das Diagramm der abwärtigen und aufwärtigen Oszillationen des Bodens. Zwar können auch Auffüllungen der Becken mit Sedimenten den Eintritt einer Regression begünstigt haben, doch waren solche Vorgänge sicher von sekundärer Bedeutung gegenüber der Hebung.

Sehr reiche Literatur liegt ja über das belgisch-französische Tertiär vor. Gute Führer waren mir, abgesehen von vieler Spezialliteratur, die zusammenfassenden Darstellungen in de Lapparents „Traité de Géologie", und in Haugs Lehrbuch gleichen Namens, neuere Arbeiten von Leriche und J. Cornets „Géologie". Dazu konnte ich eingehende Bekanntschaft mit den Tertiärablagerungen Belgiens und eines Teiles des Pariser Beckens während eines vierjährigen Kriegsaufenthaltes in jenen Gebieten machen.

Danien-Transgression. Im Pariser Becken gelten einzelne isolierte Vorkommen des Calcaire pisolithique als Vertreter des Daniens; hier fehlt das obere Maastrichtien, und wir haben eine Danientransgression nach einer Emersionsphase. Als Vertreter des Daniens transgrediert im Becken von Mons der Ciply-Kalk nach einer zwischen ihm und der Maastrichter Stufe (oberstes Senon) liegenden Dislokations- und Emersionsphase (vgl. S. 160).

Unterpaläozäne Transgression. Vom transgredierenden Montien (Unterpaläozän) kennen wir in Belgien und Nordfrankreich nur noch einige Reste, während es im übrigen jüngerer Denudation, besonders derjenigen vor Ablagerung der Landener Stufe, anheimgefallen ist. Sowohl in Belgien (Gegend von Mons) wie im Pariser Becken, z. B. an der klassischen Lokalität Meudon, sind die Kalke mit Turritella Montensis einer Erosionsfläche der Oberkreide aufgelagert.

Jungunterpaläozäne Regression. Im jüngeren Montien erfolgt eine Regression, die in Belgien in den Süßwasserschichten mit Physa montensis zum Ausdruck kommt. Auch bei Meudon im Pariser Becken tritt eine fortschreitende Entsalzung bis zu der Süßwasserbank mit Physa und Paludina, die das Montien abschließt, ein.

Mittelpaläozäne Transgression. Die Ablagerungen des transgredierenden Meeres der Landener Zeit (Landénien, Thanétien) sind auf weite Erstreckung erhalten geblieben. Hierher gehört in Belgien das sog. untere Landénien, im Pariser Becken die Sande von Bracheux. Die allmähliche Ingression ergibt sich im Becken von Mons aus der Verteilung der stratigraphischen Unterzonen und insbesondere

durch das Übergreifen der jüngeren über die älteren hinaus, und das gleiche Vorrücken der Stufen zeigt sich von Nord nach Süd bei der zum Pariser Becken führenden Transgression. So bleibt die tiefste Stufe mit Cyprina Morrisi, die in Belgisch-Limburg als „Heersien“ bezeichnet wird, noch nördlich des Pariser Beckens und ist auf französischem Boden nur in den Departements Nord und Pas de Calais bekannt. Wohl aber dringt die mittlere Stufe, charakterisiert durch Pholadomya Konincki, in das Pariser Becken ein, und noch weiter schiebt sich die dritte Zone, diejenige der Cyprina scutellaria, vor, wobei zwar auch sie noch weit nördlich von Paris Halt macht.

Oberpaläozäne Regression. Wie das Montien, so schließt auch das Landénien mit einer Regressionsperiode. In ihr entstanden im Pariser Becken die limnischen bis schwach brackischen, vorwiegend tonigen Ablagerungen des „Sparnacien“, in Belgien die Sande usw. des „Landénien supérieur“, die in Flandern in schwach brackische Tone und Formsande übergehen. Dabei greift aber das obere Paläozän sowohl in Belgien wie in Nordfrankreich noch weit über die älteren marinen Horizonte hinaus („regressive Extension“).

Untereozäne Transgression. Der Regression des jüngsten Paläozäns folgt mit Beginn der Eozänzeit die Transgression der Ypernstufe. In Belgien entstanden die Yperntone (Flanderntone) und Ypernsande, in Frankreich die Sables de Cuise (Cuisien), doch erreichte die Ausdehnung dieser marinen Absätze nicht diejenige der vorangegangenen Festlandszeit („transgressive Reduktion“). So fehlt das Cuisien bei Paris, wo das Sparnacien auf einer korrodierten Oberfläche der Kreide oder des Montiens zur Ablagerung gekommen war. Immerhin greift es weiter vor, als das marine Thanétien getan hatte.

Junguntereozäne Regression. Die marine Fazies weicht im Pariser Becken am Ende des Yprésiens einer kontinentalen, deren Vertreter der Argile de Laon ist. Eine entsprechende Ablagerung fehlt in Belgien, doch erfolgte auch dort eine Regression zwischen dem Yprésien und dem nachfolgenden Mitteleozän, wie die Lage des Mitteleozäns auf korrodierter Oberfläche des Untereozäns erkennen läßt. Während die jungunterpaläozäne und die oberpaläozäne Regression sowohl im Pariser Becken wie auch in Belgien nur faziell angedeutet waren, entspricht also der junguntereozänen Regression in Belgien eine Schichtlücke, während sie sich im Pariser Becken wiederum im Auftreten kontinentaler Fazies ausdrückt.

Mitteleozäne Transgression. Dem Yprésien folgt das Lutétien, der Grobkalk des Pariser Beckens. Sein Erscheinen über dem Argile de Laon ist der Ausdruck der mitteleozänen (lutetischen) Transgression, die an anderen Stellen auf der korrodierten Oberfläche des tieferen

Cuisiens und bei Paris auf Sparnacien (Argile plastique) erfolgte. Das Vorrücken der Transgression von Norden nach Süden ist deutlich in der Verteilung der Unterzonen erkennbar. Geschlossen ist das Profil in der nördlichen Isle de France; aber südwärts verschwächen sich die Einzelstufen und keilen der Reihe nach aus. Überall beginnt das Lutétien mit einer „Glauconie grossière", der Litoralbildung des vorrückenden Meeres.

Der Vertreter des Mitteleozäns ist in Belgien das Bruxellien, mit dem Leriche[1]) seit 1912 das „Panisélien" vereinigt. Allerdings ist im Bruxellien-Panisélien nur der untere Teil des Pariser Lutétiens, nämlich nur die Zone der Maretia Omaliusi, enthalten, während die jüngeren Stufen fehlen. Weitgehende Denudationen sind aber der Ablagerung des Obereozäns vorangegangen, wie die abgerollten Stücke von Nummulites laevigatus an der Basis des Obereozäns beweisen, und so ist das Fehlen jüngerer Teile des Lutétiens nicht der Beweis dafür, daß ihre Ablagerung unterblieben sei.

Spätmitteleozäne Regression. Der oberste Teil des Grobkalkes ist im Pariser Becken („Oberes Lutétien") lagunär-limnisch und zeigt das Bild einer fortschreitenden Entsalzung bis zur Ausbildung von Süßwasserschichten. Das Meer regrediert also von neuem. Auch hier greift wieder, wie im Landénien, der limnische Horizont über die marinen Schichten weit hinaus (regressive Extension).

Wie schon der obere Teil des marinen Lutétiens, so ist auch das limnische Lutétien in Belgien ohne Vertretung.

Als Obereozän sind hier die Stufen Auversien, Bartonien und Ludien des Pariser Beckens zusammengefaßt. Dem Auversien entspricht in Belgien das Lédien, mit dem nach der Auffassung von Leriche das Laekénien der geologischen Spezialkarte von Belgien zu vereinigen ist, da sich dort, wo das Laekénien nicht entkalkt ist, schon in seinem tieferen Teile der Nummulites variolarius begleitet von anderen Formen des Lédiens findet. Dem Bartonien entsprechen nach Leriche die Sande von Wemmel (Wemmelien) und die Tone von Assche (Asschien), deren Faunen identisch sind; beide Stufen, die auf der geologischen Spezialkarte als altersverschiedene „Systeme" unterschieden werden, sind Fazien desselben Zeitabschnittes, wobei allerdings im tieferen Teile die sandige (sog. Wemmelien), im höheren die tonige Fazies (sog. Asschien) vorwaltet; jedoch kann die tonige Fazies („Asschien") auch den ganzen Zeitabschnitt unter Ausfall eines „Wem-

---

[1]) vergl. als neueste Veröffentlichungen: M. Leriche, Observations sur la constitution géolog. des collines belges des environs de Bailleul et d'Ypres. Bull. Soc. belge de Géol. etc. t. XXX, 1920, S. 59—63.

Derselbe, Monographie géolog. des collines de la Flandre française etc. Mém. Carte géol. France 1921. Dort ist auch die ältere Literatur angegeben.

meliens“ vertreten. Nach Leriche ist das Ludien des Pariser Beckens in Belgien ohne Vertretung.

Das Pariser Becken zeigt im Obereozän eine mehrfache Folge von Transgressionen und Regressioneu und anscheinend auch gegenseitige Vertretungen von festländischen, brackischen und marinen Sedimenten. Demgegenüber weist Belgien nur marine Ablagerungen auf.

Auversien-Lédien. Nach dem in seinem obersten Teile limnisch entwickelten Lutétien brachte eine neue Transgression im Pariser Becken die marinen Sande von Beauchamp (die sog. „Sables moyens“) zum Absatze, in denen sich bei Auvers allerlei ältere Gesteinsreste, die dem Pays de Bray entstammen, aufgearbeitet finden. Weithin liegen die Sables moyens auf korrodierter Oberfläche des Grobkalks. Auf

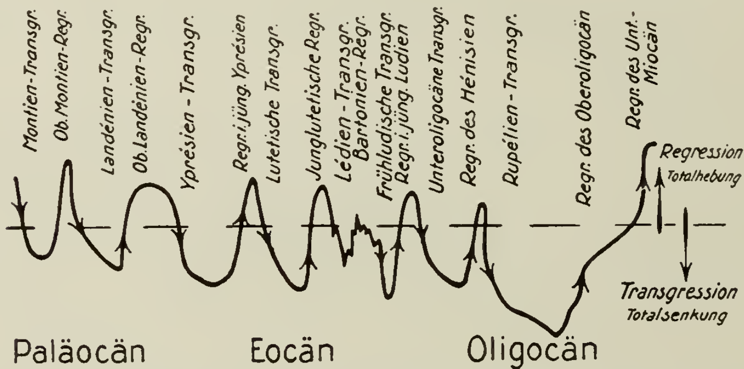


Fig. 7. Diagramm der alttertiären Meeresbewegungen in Belgien und dem Pariser Becken (vgl. St. XII, S. 84.)

korrodierter Oberfläche des älteren Tertiärs liegt auch das Laekénien-Lédien Belgiens.

Das Auversien des Pariser Beckens ist nicht in seiner Gesamtheit von marinem, sondern z. T. auch, und zwar besonders zu oberst, von brackisch-limnischem Charakter. Dabei handelt es sich aber nicht um eine einheitliche Transgression im tieferen und eine einheitliche Regression im oberen Teile, sondern mehrfache Oszillationen scheinen eingetreten zu sein, im tieferen Teile solche mit positivem, im oberen mit negativem Übergewicht. In diesem Sinne ist die „Regression“ des jüngeren Auversien-Lédien aufzufassen.

Wie es mit der Regression des Auversiens in Belgien steht, scheint noch nicht ganz klar zu sein. Kontinentale Gebilde sind, wie gesagt, nicht vorhanden, aber das Wemmelien-Asschien ist anscheinend nicht in kontinuierlichem Übergange, sondern nach einer negativen Phase über dem Lédien-Laekénien abgesetzt worden, und diese könnte wenigstens einem Teile des jüngeren Auversiens entsprechen.

Bartonien. Auch im mittleren Obereozän, dem Bartonien, finden wir im Pariser Becken eine Wechsellagerung limnischer und mariner Schichten, d. h. das Bild mehrfacher In- und Egressionen des Meeres. Dabei herrschen im tieferen Teile die limnischen Bildungen (Kalke von St. Ouen), im höheren die marinen (Sande von Cresnes und Marines mit den charakteristischen Formen des englischen Barton Clay) vor. Der ältere Teil des Bartoniens ist mehr eine Zeit der überwiegenden Regressionen, der jüngere mehr eine solche der überwiegenden Transgressionen. Dabei bleiben aber die Transgressionen weit hinter derjenigen im Anfange der nachfolgenden Stufe zurück.

Ob in dieser Zeit und besonders im tieferen Bartonien der Rückgang des Meeres bis über die Grenzen Belgiens hinaus erfolgt ist, mag dahingestellt bleiben. Mit einem solchen könnte die Sedimentationsunterbrechung zwischen Lédien und Wemmelien-Asschien zusammenhängen.

Frühludische Transgression. Das Ludien ist im Pariser Becken im unteren Teile durch marine Kalke und Mergel vertreten und greift über die Verbreitung des marinen Bartoniens und überhaupt über alle älteren eozänen Transgressionen hinaus. Nach Meinung von Leriche (s. o.) fehlt es in Belgien; träfe aber die ältere Auffassung zu, die die Vertretung des Ludiens im Asschien erblicken will, so wären auch in Belgien noch Hinweise auf die ludische Transgression erhalten.

Eine der frühludischen Transgression folgende Regression kommt im Pariser Becken faziell in Gipsen und Süßwasserschichten zum Ausdrucke.

Unteroligozäne Transgression. In Belgien beobachten wir eine sehr weite Transgression des Unteroligozäns (Tongrien), u. zw. im Nordwesten des Landes wie auch in Holländisch Zeeland über oberem Eozän, im Osten über wechselnden Stufen des älteren Tertiärs und auch über Kreide und Paläozoikum. Im Pariser Becken ist das Unteroligozän außer durch den oberen Teil des Ludiens durch das festländische Sannoisien vertreten.

Regression des Hénisiens. Nach der tongrischen Transgression kommen in Belgien Regressionen in der brackischen Fazies des Tongrien supérieur (Hénisien) zum Ausdruck. Auch starke Einengung des Sedimentraumes ist eingetreten, denn wir kennen das Henisien westwärts nur bis Löwen.

Mitteloligozäne Transgression. Die Transgression des mitteloligozänen Rupéliens dürfte in Belgien hinter der Ausdehnung des marinen Tongriens zurückgeblieben sein. Andererseits ging sie ins Pariser Becken hinein, wo die mitteloligozänen Sande von Fontainebleau („Sables supérieures“) die überhaupt größte Verbreitung der tertiären Meeresablagerungen erreichen. Zwischen der Isle de France und Belgien fehlen zwar heute Reste von Oligozän, doch muß hier eine alte Meeresverbindung gewesen sein.

Regression des Oberoligozäns. Gegenüber der weiten Ausdehnung des mitteloligozänen Meeres ist das oberoligozäne in Belgien sehr eingeengt, denn wir finden seine Sedimente nur noch im Nordosten des Landes in der Campine und von hier an südwärts bis Lüttich und Namur. In Holland ist es im Peelgebiete nachgewiesen.

Im Pariser Becken ist das Oberoligozän durch Süßwasserbildungen (Kalk der Beauce usw.) und nur an der Basis noch durch einen brackischen Horizont (Sande von Ormoy) vertreten. Dabei greifen die Sande von Ormoy und die nachfolgenden limnischen Schichten über die mitteloligozänen Meeressande hinaus, d. h. es erweitert sich das Ablagerungsgebiet in einer Regressionszeit.

b) Die Universalität der alttertiären Meeresbewegungen

Die soeben geschilderten alttertiären Meeresbewegungen des Pariser Beckens und Belgiens betrachten wir nun im Rahmen der sonstigen Erfahrungen über die Meeresveränderungen des Paläogens.

Die Regression nach dem Obersenon ist eine allgemeine Erscheinung. Schon das Danien erweist sich in einer großen Zahl von Gebieten, in denen im Obersenon das Meer noch gestanden hatte, als festländisch, und überhaupt ist im Vergleich zu anderen Formationen erst wenig marines Danien bekannt. Das Danien ist somit eine geokrate Periode erster Ordnung, und das gilt in mindestens gleichem, ja wohl noch höherem Maße für das Montien. Kennen wir doch marines Montien in Europa — außer in Belgien bei Mons und im Pariser Becken — wohl überhaupt nur in Dänemark und vielleicht im benachbarten Norddeutschland, im westlichen Pyrenäengebiete einschließlich der Kl. Pyrenäen und an der Wolga. Dazu mag es noch in den kretazisch-alttertiären Kalkmassen der griechischen Ketten stecken, und mit der Zeit wird man es gewiß auch noch anderweitig nachweisen. Aber schon jetzt ergibt sich die große Einengung des Montien-Meeres, so auch aus dem Auftreten von festländischem Montien im östlichen Pyrenäengebiete und im Languedoc, in Istrien und Dalmatien (Liburnische Stufe).

Die Transgression des Mittelpaläozäns beobachten wir — außer in Belgien und Nordfrankreich — in Holland und im Londoner Becken, sowie vielleicht in Norddeutschland, ferner im Languedoc, in den bayerischen Alpen (Kressenberg), in Istrien und Dalmatien.

Beispiele der spätpaläozänen Regression geben — außer Holland, Belgien und Pariser Becken — England, die Corbières und das Wolgagebiet.

Untereozäne Transgressionen werden angegeben — außer aus Holland, Belgien und dem Pariser Becken — aus dem Aquitanischen Becken, Nordspanien, dem Vicentin, der subbeskidischen Zone der Karpathen, dem Kaukasus, Ägypten und Kalifornien.

Von allgemeinster Bedeutung ist die mitteleozäne (lutetische) Transgression. Wir begegnen ihr — außer in Belgien und im Pariser Becken — in England, im Cotentin an der unteren Loire, im Aquitanischen Becken, Pyrenäen-Gebiete und Languedoc, in Nord- und Südspanien, auf den Balearen, in den Französischen und Schweizer Alpen, weithin in Italien und auf den italienischen Inseln, auf Korsika, in Kroatien, Dalmatien, Bosnien, Siebenbürgen, Rumänien und Serbien, in Südrußland und im Kaukasus, in Ägypten und den Atlasländern. Mitteleozän in sehr wahrscheinlich transgredierender Lagerungsform ist weiter bekannt in Kleinasien, Syrien und Palästina, in Ostafrika und auf Madagaskar, in Westafrika am Senegal, in Transkaukasien, Persien, Turkestan und Belutschistan, auf der Halbinsel Cutch, in Java, auf Neu-Kaledonien. an der nordamerikanischen West- (Kalifornien) und Südostküste und in Mexiko.

Ich übergehe das Obereozän, das wegen des vielfachen Hin und Her des Meeres, das wir in Nordfrankreich und Belgien festgestellt haben, zu allgemeineren Vergleichen nicht besonders geeignet ist, und bemerke nur kurz, daß auch in ihm die in Belgien und Nordfrankreich erkannten Meeresbewegungen in vielen Gebieten wiederkehren.

Die unteroligozäne Transgression läßt sich außer in Belgien z. B. noch im Hampshire-Becken, in Norddeutschland, den Westalpen und nördlichen Ostalpen, Polen, Litauen und Südrußland, in Transkaspien (Üst-Urt) und Turkestan, weithin östlich des Urals und wahrscheinlich auch auf der Balkan-Halbinsel nachweisen.

Die mitteloligozäne Transgression, die wir in Belgien nach vorangegangener negativer Phase (Hénisien) und im Pariser Becken erkannten, ist im Hampshire-Becken nach einer spätunteroligozänen Regression angedeutet und findet sich ferner an der unteren Loire, im Becken von Bordeaux und Pyrenäenvorlande (Gaas und Chalosse), im Tajo-Becken und in Nordwestafrika, in Ligurien und Piemont, im Oberrheingebiete und in Norddeutschland und vielleicht auch im oberbayerischen Molassegebiete.

Es gibt nun weite Gebiete, in denen zwar marines Unteroligozän, aber kein marines Mitteloligozän oder letzteres doch nur auf engem Raume vorhanden ist, und in diesem Sinne kommt namentlich der von Polen und Litauen bis Südrußland reichende unteroligozäne Meeresgürtel in Betracht. Aber es ist fraglich, ob wir hier von einer mitteloligozänen Regression zu sprechen haben und nicht von einer schon vormitteloligozänen, vergleichbar derjenigen in Belgien, im Hampshire-Becken und auch wohl in den Basses Alpes.

Die oberoligozäne Regression begegnet uns — außer in Belgien und im Pariser Becken — an der unteren Loire und im Becken von Bordeaux, in Norddeutschland, im Mainzer Becken und bayerischen

Molasselande, in Siebenbürgen, auf den Balearen und in ganz Algier, wie überhaupt in Nordwestafrika. Auch in Südrußland, wo wenigstens auf engerem Raume noch marines Mitteloligozän vorhanden zu sein scheint, sowie in den sibirischen Gebieten östlich des Urals, die im Mitteloligozän noch überflutet waren, fehlt das Oberoligozän. Mögen gleichzeitige Transgressionen vielleicht auch in Zentralungarn und in Belutschistan und in sehr geringem Umfange in der Niederrheinischen Bucht eingetreten sein, so erweist sich doch das Oberoligozän in seiner Gesamtheit als eine Zeit starker Einschränkung der Meeresbedeckung.

Alles in allem ergibt sich also (St. XII, S. 88), daß die Meeresschwankungen, die wir zunächst in Belgien und im Pariser Becken festgestellt hatten, fast durchweg eine gewisse universelle Bedeutung besitzen, indem sie in vielen Weltgegenden und unter sehr verschiedenen geologischen Verhältnissen gleichzeitig und gleichsinnig wiederkehren.

Besonders deutlich geben sich allgemein zu erkennen:

die Regression nach dem Obersenon,
die Transgression des mittleren Paläozäns,
die Transgression des unteren Eozäns,
die mitteleozäne Transgression,
die unteroligozäne Transgression,
die oberoligozäne Regression.

Gleichzeitige gegensinnige Bewegungen sind nur ausnahmsweise erkennbar.

2. Der Begriff des Kanons der Strandverschiebungen

Wir haben gesehen, daß die Erfahrungen, die über das Verhalten der alttertiären Meere zunächst in einem Sondergebiete gemacht worden sind, sich in anderen Erdgebieten weitgehend bestätigen, daß also z. B. Erscheinungen wie der jüngstkretazisch-frühesttertiären Regression oder wie der mitteleozänen Transgression eine weltweite Bedeutung zukommt. Und was nun für das Alttertiär zutrifft, das scheint sich in deutlicherer oder verschwächterer Weise auch für die übrigen Formationen zu bestätigen. Man scheint ganz allgemein sagen zu dürfen, daß in gewissen Zeiten eine vorherrschend transgressive, in anderen Zeiten eine vorherrschend regressive Tendenz vorhanden ist, und zwar, wie hier gleich gesagt werden soll und nachher noch besonders zu behandeln ist, unbekümmert um die Art der Räume, unbekümmert insbesondere darum, ob es sich um mobilere Erdgebiete von Art der Geosynklinalen oder stabilere von Art der Schwellen handelt. Gewisse Zeiten, charakterisiert durch positive Meeresbewegungen, waren also die Zeiten allgemeineren Landverlustes, andere, charakterisiert durch negative Meeresbewegungen, die Zeiten allgemeineren Landgewinnes. In ex-

tremen Fällen sprechen wir von geokraten und thalattokraten Perioden[1]).

In der jüngstkretazisch-tertiären Zeit hat schon E. Suess aus dem Mediterrangebiete drei große Meereseinengungen besonders hervorgehoben, nämlich am Ausgange der Kreide, vor der ersten Mediterranstufe und vor der pontischen Stufe. Dem entspricht, daß die den Einengungszeiten unmittelbar folgenden marinen Ablagerungen, d. h. das marine Danien und Untermontien, das marine Aquitan und das Sahélien, obwohl sie schon wieder transgredierend erscheinen, auf recht enge Räume beschränkt sind.

Die genannten Zeiten erweisen sich aber nicht nur in der Thetys, sondern auch in sehr vielen anderen Erdzonen als in hohem Maße geokrat.

Die Methode, die bei der Feststellung der jeweilig vorherrschenden Tendenz der Meeresbewegungen zu befolgen ist, kann natürlich nur die statistische sein, d. h. diejenige nach der Mehrzahl der Fälle; aber gewöhnlich handelt es sich nicht nur um eine „Mehrzahl", sondern um eine ganz überwiegende Zahl der Fälle im gleichen Sinne. Natürlich bestehen Ausnahmen von der statistischen Regel, in manchen Zeiten mehr, in anderen weniger; durch sie wird die Übersicht sehr erschwert, und in Einzelfällen mag es sogar schwierig sein, zu entscheiden, was als Regel und was als Ausnahme zu gelten hat. Sicher äußern sich verschiedenartige Verhältnisse an dem so sehr empfindlichen Indikator der Meeresbewegungen. Ganz augenscheinlich herrscht ein allgemeines Hauptmotiv, über dessen Art noch zu sprechen ist, und zu ihm kommen andersartige, wohl mehr örtliche Verhältnisse hinzu, die es übertönen können. Die Schwierigkeit der Erkennung einer vorherrschenden Tendenz wird sich aber mit dem Fortschreiten unseres Wissens über das Verhalten der einzelnen Formationsabteilungen in den verschiedenen Weltgebieten gewiß verringern. Das Ziel dieser statistischen Methode muß sein, den „Kanon" der Meeresbewegungen zu erkennen, d. h. die statistische, also nach der Mehrzahl der Fälle, aufzustellende Regel über die Erweiterung oder Verengung der Meere von Zeitabschnitt zu Zeitabschnitt (St. XII, S. 88). Die Meeresbewegungen im Sinne des Kanons sind dann als „zeitgemäß", diejenigen in abweichendem Sinne als „zeitwidrig" zu bezeichnen. Der Kanon ließe sich in Form eines Diagramms veranschaulichen, vergleichbar der oben gegebenen graphischen Darstellung der Meeresbewegungen der Tertiärzeit in Belgien und Nordfrankreich. Und mit kleineren Einschränkungen veranschaulicht ja auch nach den vorangegangenen Ausführungen dieses zunächst für ein Einzelgebiet gegebene Diagramm schon einen allgemeiner gültigen „Kanon".

---

[1]) Die Bezeichnung Geokratie und Thalattokratie ist wohl zuerst von Pavlow in Anwendung auf die russischen Verhältnisse gebraucht worden.

Ich mache in nachstehenden Ausführungen den Versuch der Feststellung des Kanons zunächst für einige bestimmte Zeiten der Erdgeschichte, nämlich für das Paläozoikum und für die Trias, und zwar wähle ich gerade diese Beispiele, um Unterlagen für weiterhin folgende andersartige Ausführungen zu gewinnen. Ich bin mir der Bedenklichkeit des Versuches durchaus bewußt; ich weiß, daß das von mir verwertete Tatsachenmaterial sehr lückenhaft ist und sich mit dem Fortschritte der Erforschung der Einzelgebiete immer mehr als lückenhaft herausstellen wird; ich bin mir auch klar darüber, daß mancher der verwerteten stratigraphischen Befunde mit der Zeit Umdeutungen erfahren mag. Aber alles das darf nicht davon abhalten, den Versuch zur Festlegung der jeweiligen Tendenz der Meeresbewegungen zu wagen, und zwar in der Hoffnung, daß wenigstens das zu gewinnende große Bild der Meeresbewegungen sich auch bei weiteren Forschungen im wesentlichen bestätigen wird. Und sollte für den einen oder anderen Unterabschnitt der nachfolgend behandelten Zeiten der Kanon nicht richtig erkannt sein, so wird die Kritik, gestützt auf ausgedehnteres und besseres Beobachtungsmaterial, schon berichtigend einsetzen. Aber solche Einzelkorrekturen werden die Tatsache, auf die es ankommt, nicht umstürzen können, nämlich, daß es für die Meeresbewegungen der einzelnen geologischen Zeitabschnitte jeweils eine gewisse vorherrschende Tendenz gibt, die sich unbekümmert um die Art der Räume geltend macht.

3. Der Kanon der paläozoischen Strandverschiebungen

a) Kambrium

Die kambrische Formation tritt mit wenig Ausnahmefällen übergreifend über ihrer Unterlage auf. Solche Ausnahmen bestehen in einzelnen Teilen des alten Troges der Rocky Mountains, wo die Beltische Formation des Algonkiums und Kambrium lückenlos und ohne scharfe Grenze ineinander übergehen. Auch in einigen anderen Gebieten mag Kontinuität zwischen Algonkium und Kambrium bestehen; in vielen Fällen kennen wir eben nicht die Unterlage des Kambriums, oder es ist aus anderen Gründen die Art der Verbindung zwischen dem Kambrium und seinem Liegenden unsicher.

Der Umstand nun, daß das Kambrium fast überall dort, wo seine Lagebeziehungen zum älteren Gebirge bekannt sind, transgredierend auftritt, beweist an der Grenze von Algonkium und Kambrium eine Geokratie, wie sie in der Erdgeschichte nicht wieder eingetreten ist.

Nach ihr rückt das Meer vor.

Sehr große Räume gewinnt es schon im Unterkambrium. So kennen wir unterkambrische Transgressionen in England und Schott-

land, in Skandinavien und den ehemaligen russischen Ostseeprovinzen, im Polnischen Mittelgebirge und wahrscheinlich auch in Niederschlesien, auf der Sibirischen Tafel vom Jenissei bis zur Lena und südlich bis zum Gebiete des Baikal-Sees, auf den Neusibirischen Inseln, in der Salt Range, in weitester Ausdehnung in Nordchina, im östlichen Australien und im westlichen und östlichen Nordamerika.

Mittelkambrische Transgressionen sind z. B. bei Finse im norwegischen Hochgebirge und weithin in Südnorwegen, in Böhmen, — falls nicht etwa Barrande's Etage B, wie R. Kettner annimmt, zum Unterkambrium gehört und auch hier eine unterkambrische Transgression vorläge —, wahrscheinlich auch in Südeuropa und Marokko und sodann in Syrien (Wadi el Araba) vorhanden. Wir kennen sie ferner in Sibirien, im arktischen Nordamerika und besonders in den Vereinigten Staaten (Arizona usw.), wo durch die „Saint Croix Invasion" die Verbindung zwischen der östlichen großen Geosynklinale (Appalachien) und der westlichen (Rocky Mountains) hergestellt und dabei zum ersten Male nach der vorkambrischen Zeit ein „Mississippi-Meer" geschaffen wurde[1]). Auch aus den Anden Südamerikas kennen wir zwar Mittel- und Ober-, aber noch kein Unterkambrium. Dem steht eine Regression in den ehemaligen russischen Ostseeprovinzen gegenüber.

Eine außerordentlich ausgedehnte oberkambrische Transgression hat in Fortsetzung der unter- und mittelkambrischen in Nordamerika den Kanadischen Schild bis südwärts in die Zentralgebiete der Vereinigten Staaten (Transgression des Potsdam-Sandsteins) betroffen, so daß damals sicherlich die allerweitesten Teile des nordamerikanischen Kontinents überflutet waren. Doch findet sich unter dem Oberkambrium weithin eine Lücke, so daß Emersionen vorangegangen zu sein scheinen. Auch in den Ostseeprovinzen rückt das Meer nach der vorangegangenen negativen Phase wieder vor, und ferner ereigneten sich oberkambrische Transgressionen in der Mandschurei. Demgegenüber werden oberkambrische Regressionen aus Böhmen und dem Armorikanischen Massiv genannt, doch ist in beiden Fällen das Fehlen des Oberkambriums nicht unbedingt sicher; wir werden zwar hören, daß dort das Untersilur transgredierend auftritt, ihm also eine Regression vorangegangen sein muß, jedoch kann diese ebenso gut am Ende des Oberkambriums, wie im älteren Teile desselben eingetreten sein. Sodann weist Haug auf eine möglicherweise eingetretene lagunäre Phase im jüngeren Kambrium in der Salt Range hin, und ferner dürfte in Sibirien im Gegensatze zum unteren und mittleren Kambrium das obere Kambrium fehlen. Insbesondere ist aber hervorzuheben, daß in Südeuropa zwar in mehreren

[1]) vergl. Charles Schuchert, Palaeogeography of North Amerika. Bull. Geolog. Soc. America, Vol. 20, S. 427ff.

Gebieten (Montagne Noire, Iberische Halbinsel, Sardinien) Mittelkambrium, aber noch kein Oberkambrium festgestellt ist, und dasselbe gilt für Marokko.

Zusammenfassend ist also zu sagen, daß nach vorangegangener ausgedehntester Geokratie eine starke Erweiterung der Meere im Unterkambrium und eine demgegenüber geringere im Mittelkambrium eintrat. Die oberkambrischen Meere scheinen im Durchschnitt trotz der weiten Transgression in Nordamerika weniger ausgedehnt gewesen zu sein, als die mittelkambrischen. Die Verhältnisse in Amerika sind auch Beispiel dafür, daß im Ausgange des Mittelkambriums beträchtliche Regressionen eintraten, denen dann in manchen Gebieten (z. B. Vereinigte Staaten) erneute Transgressionen folgten, die aber in anderen (z. B. Sibirien) nicht bekannt sind. Alles in allem lag damit der Höhepunkt der kambrischen Transgression

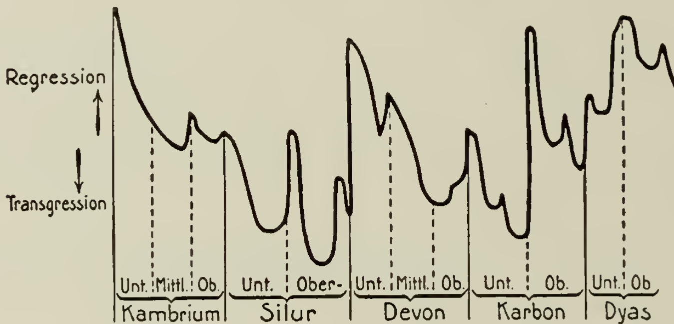


Fig. 8. Der Kanon der paläozoischen Strandverschiebungen

wohl im späteren Mittelkambrium. Endlich trat in manchen Gebieten gerade im Ausgange des Kambriums vorübergehend ein etwas stärkerer Rückschlag in der Ausdehnung der Meere ein, so im westlichen Nordamerika im Gebiete der Neubraunschweig-Geantiklinale (Schuchert, Textbook of Geology, S. 204), auf den Britischen Inseln und im nördlichen Fennoskandien, und auch weithin in China und Australien ging der ordovizischen Transgression eine postkambrisch-vorordovizische Regression voran.

b) Silur

Der allgemeine Meeresgewinn, den wir in der kambrischen Zeit erkannten, setzt sich im Silur fort. Dabei werden auch Gebiete wieder überflutet, die erst am Ende des Oberkambriums dem Meere verloren gegangen waren.

Was das Untersilur (Ordovizium) anlangt, so ist nach Holtedahl die in Dalarne, Oeland, Esthland und vielleicht auch in Finnmarken zu beobachtende Transgression des tiefsten Untersilurs ein wichtiger

Grundzug in der Entwicklung des Kambro-Silurs der skandinavisch-baltischen Gebiete. Tiefuntersilurische Transgressionen nach vorangegangener kurzer Festlands- und Denudationsphase kennen wir auch auf den Britischen Inseln, so in Wales und Schottland, wie in der südchinesischen Provinz Yünnan und überhaupt weithin in China, während in anderen Teilen des Landes die kambrisch-ordovizische „Sinische Formation“ lückenlos sedimentiert zu sein scheint[1]). Das Ordovizium transgrediert ferner in der Throndjemer Mulde, im Armorikanischen Massiv, in Böhmen, im Nanschan und Tsinglingschan, in Australien, im Gebiete des Kanadischen Schildes (z. B. südlich der Hudson-Bay) und anscheinend auch weithin in den arktischen Gebieten. Das allgemeine Bild der untersilurischen, etwa in der Mitte der Formation ihren Höhepunkt erreichenden Transgression kompliziert sich in mehreren Gebieten von vorgeschrittener Erforschung durch mehrfache spezielle Oszillationen des Meeres. So besteht in Nordamerika (Ch. Schuchert, Palaeogeography, Taf. 101) neben der großen Überflutung im Trenton des mittleren Ordoviziums, — nach Schuchert der bedeutendsten, die überhaupt den nordamerikanischen Kontinent betroffen hat, — eine zweite sehr beträchtliche Überflutung im jüngsten Ordovizium, d. h. zur Zeit des Richmonds, und dazwischen liegt in der Utica-Zeit eine weitgehende Regression.

Zwischen Untersilur (Ordovizium) und Obersilur (Gothlandium) gibt sich in vielen Gebieten eine Verlandung zu erkennen, die z. T. nur vorübergehend gewesen ist. Unter den obersilurischen (gothlandischen) Ablagerungen kommt sie in Diskordanzen oder wenigstens Diskontinuitäten in den weitesten Gebieten Nordamerikas zum Ausdruck, und nach Schuchert (Palaeogeography, S. 489) trat damals sogar eine fast völlige, wenn auch nur vorübergehende Heraushebung des nordamerikanischen Kontinents ein. Auf europäischem Boden beobachten wir in jener Zeit ausgedehnte Verlandungen in Wales, Mittelengland und Norwegen; auch das Fehlen des Obersilurs im nördlichen China, wo sich Untersilur außerordentlich verbreitet findet, ist mit einer Regression am Ende des Untersilurs in Verbindung zu bringen. Eine solche trat ferner in Teilen von Australien und in arktischen Gebieten ein.

Trotzdem die damals der Meeresbedeckung verlorengegangenen Gebiete zur Obersilurzeit nicht überall (so nicht in den weitesten Teilen der Rocky Mountains und im nördlichen China und wohl auch nicht in Teilen des nördlichen Skandinaviens) wieder überflutet werden, so lag doch der Höhepunkt der nach der vorkambrischen Geokratie einsetzenden Überflutungen nicht schon im Untersilur, sondern erst im Obersilur, da damals andere weite Gebiete, so der Timan und die Insel Waigatsch, Podolien und das Amazonasgebiet neu überflutet wurden

[1]) vergl. als neuere Veröffentlichung: J. S. Lee, An Outline of Chinese Geology. Geological Magazine, Vol. LVIII, 1921.

und auch im arktischen Nordamerika, Nordasien, Südchina, Indochina und Burma das Meer sehr an Raum gewann.

Im jüngeren Obersilur deuten sich regressive Vorgänge in vielen Gebieten faziell an, so weithin in Nordamerika, wie in England, wo über dem Ludlow die sog. Passage Beds folgen, und im Kristianiagebiete, wo das marine Ludlow (Etage 9) von einer Downtonstufe von Old Red-Fazies (Etage 10) überlagert wird. Mit besonderem Nachdruck hat E. Sueß (Antlitz der Erde II, S. 285) auf die nach ihm von Iowa im amerikanischen Westen bis Podolien reichende Zone jüngstobersilurischer regressiver Vorgänge hingewiesen. Die sich hier ankündigende negative Phase erfährt in der Übergangszeit zwischen Silur und Devon noch eine bedeutende Steigerung.

c) Devon

Die große Einengung der Meere, die in der Übergangszeit vom Silur zum Devon eintrat, betrachten wir zunächst in Europa.

Weithin in Nordeuropa und damit in Gebieten, in denen der „periarktische" Ozean der Obersilurzeit bestanden hatte, haben wir im Devon die Kontinentalfazies des Old Red, so in Grönland, auf den Britischen Inseln mit Ausnahme des südlichsten Englands und im Ostseegebiete. Auch in Skandinavien erkennen wir in der Old Red-Fazies des westlichen Norwegens und im Fehlen jeglichen marinen Devons die große vordevonische Regression. In anderen Gebieten Europas, auch in solchen, aus denen marines Obersilur bekannt ist, verrät die transgredierende Lagerung des Devons die vorangegangene Festlandsperiode, so in Südengland, im Boulonnais, weithin im Armorikanischen Massiv (z. B. Synklinale von Ancenis), im nördlichen Zentralplateau, in Belgien und im Rheinischen Schiefergebirge, in den Vogesen, im Harz und ostthüringisch-fichtelgebirgisch-sächsischen Grundgebirge, in den Sudeten und im Polnischen Mittelgebirge, in weiten Teilen Rußlands und Teilen der Iberischen Halbinsel, z. B. der Sierra Morena. Demgegenüber kündet in Teilen des Armorikanischen Massivs (z. B. Synklinale von Brest-Laval), Böhmen, Ostalpen (Karnische Alpen) und Südeuropa (Montagne Noire, Pyrenäen, Aragonien, Katalonien) die konkordante Verknüpfung des marinen Obersilurs mit dem marinen Unterdevon die Kontinuität der Meeresbedeckung an. Im wesentlichen auf Süd- und Westeuropa war also das in der Obersilurzeit weit ausgedehnte Meer beim Eintritte der Devonzeit eingeengt. Deutschland war damals ganz festländisch, denn nirgends ist hier eine Kontinuität des Devons über dem Silur bekannt.

Auch außerhalb Europas finden sich in der Übergangszeit vom Silur zum Devon stärkste Meereseinengungen, die zwar hinter denjenigen vor Ablagerung des Kambriums zurückbleiben, sich aber gerade

von der weltweiten Verbreitung des Obersilurs scharf abheben. Ich verweise auf die nach der Ablagerung des marinen Obersilurs eintretenden großen Regressionen im Gebiete des Sibirischen Tafellandes, Nordchinas, Südchinas und Zentralasiens, des östlichen Australiens, der Sahara, der Brasilischen Masse und vor allem der Vereinigten Staaten und des Kanadischen Schildes. Der im Silur weit nach Süden über den amerikanischen Kontinent vorgedrungene Golf des Arktischen Meeres ist verschwunden.

Nach der großen postsilurisch-vordevonischen Regression rückt das Meer allmählich wieder vor, um im obersten Mitteldevon und noch mehr im unteren Oberdevon neue bedeutsame Höhepunkte seiner Ausdehnung zu erreichen. Dabei ist der Raumgewinn des Meeres schon im Unterdevon ziemlich beträchtlich. Südengland, das Armorikanische Massiv und die Ardennen einschließlich des Beckens von Namur und des Südrandes des Brabanter Massivs bieten gut beschriebene Beispiele eines allmählich vor sich gehenden und von rückläufigen Phasen kaum unterbrochenen Vorrückens der devonischen Meeresbedeckung. Aus dem bedeutenden Umfange der postsilurisch-vordevonischen Regression und der nur sehr allmählich erfolgenden Rückkehr des Meeres, das namentlich im Unterdevon noch viele im Obersilur überflutet gewesene Gebiete unbedeckt läßt, erklärt sich in einfacher Weise die von Frech (Lethaea palaeoz., Bd. 2, S. 234) hervorgehobene Sachlage, daß Obersilur und marines Unterdevon sich in den meisten Gebieten ausschließen.

Es wird nun in der Literatur zuweilen von einer „unterdevonischen Regression“ gesprochen, und dabei schweben den Autoren solche Gebiete vor, die nicht schon im frühesten, sondern erst im späteren Unterdevon oder gar erst im Mitteldevon neu überflutet worden sind. Aber nach dem Gesamtbilde der Meeresbewegungen der jüngstsilurischen und devonischen Zeit müssen wir auch wohl für diese Gebiete die Regression schon in den Ausgang des Silurs verlegen. Wir haben also in diesem Sinne zwar keine unterdevonische Regression, wohl aber eine unterdevonische Geokratie nach einer vorunterdevonischen Regression.

Das Unterdevon sehen wir in Europa mit dem Gédinnien z. B. im Condrozsattel transgredieren, mit jüngeren Stufen in Südengland, in der Normandie, am Südrande des Brabanter Massivs, im östlichen Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges, im Unterharze, in den Ostsudeten, im Polnischen Mittelgebirge und auf der Iberischen Halbinsel. Unterdevonische Transgressionen kennen wir sodann im Saharagebiete, im westlichen Nordamerika und Alaska, in Brasilien, in Paraguay, in Zentralargentinien, in den Anden, auf den Falklandsinseln und in Australien.

Im Ausgange des Unterdevons geben sich in mehreren Gebieten Regressionen zu erkennen, so nach Harker (Handb. d. Reg. Geologie,

Bd. III, Abt. 1, S. 121) in Südengland, nach Gosselet in den Ardennen, ferner im Polnischen Mittelgebirge, wo sich über dem Spiriferensandstein des oberen Unterdevons eine Old Red-Fazies einstellt, in Südafrika, wo über den Bokkeveld-Schichten mit Coblenzfauna kontinentale Ablagerungen folgen, im Amazonasgebiete, wo die Devonablagerungen mit dem oberen Unterdevon aufhören und erst im jüngeren Oberkarbon eine neue Überflutung folgt. Auch in den südamerikanischen Anden kennen wir bisher nur Unterdevon, aber kein mittleres und oberes. Einige dieser Meeresverluste waren nur von vorübergehender, andere, wie in Südafrika, Brasilien und den Anden, aber von langer Dauer

Regressive Vorgänge, die vor dem Mitteldevon liegen, haben also das unterdevonische Meer aus manchen Gebieten, insbesondere solchen der Südhemisphäre, wieder vertrieben, und viele dieser Gebiete sind auch im Mitteldevon nicht wieder überflutet worden. Um so größer ist aber der Raumgewinn des mitteldevonischen Meeres in anderen Gebieten. So beobachten wir mitteldevonische Transgressionen im ostthüringisch-fichtelgebirgisch-sächsischen Grundgebirge, im Becken von Namur und am Südrande des Brabanter Massivs, im Boulonnais, stellenweise in der Bretagne (z. B. Synklinale von Ancenis) und in Südengland. Im Polnischen Mittelgebirge legt sich auf die Old Red-Fazies, die das oberste Unterdevon vertritt, marines tiefstes Mitteldevon, und in den ehemaligen russischen Ostseeprovinzen und Zentralrußland erfolgte im Mitteldevon eine bis ins untere Oberdevon anhaltende Ingression (Kalke mit Spirifer Anosoffi) in den Bildungsraum des Old Red. Weithin transgrediert das jüngere Mitteldevon in Nordrußland, so im Timan. Annähernd gleichzeitig mit diesem vom Ural her über die russische Ebene gegen West und Nordwest sich ereignenden Meeresvorstoße erweitert sich in Nordamerika, wie Suess anschaulich geschildert hat (Antlitz der Erde II, S. 293), das Meer von den Rocky Mountains her quer über das Tal des Mackenzie gegen Osten, d. h. gegen den Kanadischen Schild, wo das Mitteldevon vom Mündungsgebiete des Mackenzie, also vom Arktischen Meere, bis ins nordwestliche Saskatchewan dem vorkambrischen Grundgebirge und weiter südlich bis Winnipeg (Manitoba) silurischen Schichten übergreifend aufliegt. Auch in Illinois und Michigan liegt es transgredierend über Obersilur. In Innerasien finden wir Devon von Minussinsk am oberen Jenissei, von wo es zum äußersten südwestlichen Rande des ostsibirischen Tafellandes vorgreift, über den West-Sajan und Tannuola und über das Seen-Tal bis zum Südrande des Gobi-Altai; eine breite Zone nimmt es dann im östlichen Teile der Sabaikalschen Ketten (zwischen Jablonoi und Chingan) ein und von hier geht es um den Ostrand des Changai zu dessen Südrande. Weithin handelt es sich in diesen Gebieten sicher um eine mitteldevonische Transgression (Spirifer Anosoffi), wenn auch in einzelnen Gebieten (Altai) schon

Unterdevon vorkommt. Besonders bekannt ist die mitteldevonische Transgression aus dem Tianschan-Gebiete geworden, und auf sie stoßen wir ferner in Persien und Armenien. Auch in Südchina tritt Mitteldevon, z. T. zwar auch schon Unterdevon, übergreifend auf, und ferner transgrediert es in Indochina, Oberburma und im nordwestlichen Australien, während in den Ketten Ostaustraliens schon älteres Devon vorhanden ist.

Im älteren Oberdevon (Intumescensschichten, Frasnien) findet die große mitteldevonische Transgression in manchen Gebieten noch eine gewisse Steigerung, so in der Bretagne, am Südrande des Brabanter Massivs, im nördlichen Zentralplateau, in den Sudeten und stellenweise im arktischen Nordamerika, in den Vereinigten Staaten (z. B. Transgression des Oberdevons in Kolorado) und Australien. Daß hier und nicht im oberen Mitteldevon der Höhepunkt der devonischen Transgression liegt, begründet Frech (Lethaea palaeozoica, Bd. 2, S. 256) mit dem Verschwinden der im oberen Mitteldevon Europas vorhandenen regionalen Differenzierungen zugunsten der mehr gleichmäßigen Entwicklung des unteren Oberdevons, ausgezeichnet durch den Reichtum an Goniatiten. Auch in Nordamerika zeigen die erheblichen faunistischen Übereinstimmungen zwischen den einzelnen Devongebieten und mit Asien und Europa den Höhepunkt der Transgression im älteren Oberdevon an.

Demgegenüber sind im oberen Oberdevon (Famennien) Regressionen festzustellen, so im Ardennengebiete und in Südengland. In den baltischen Gebieten und Nordwestrußland erkennen wir sie im Wiedererscheinen der Old Red-Fazies nach der jungmitteldevonisch-altoberdevonischen Ingression, und auch im westlichen Nordamerika, hier ganz besonders im Osten des Staates New-York, tritt eine Old Red-Fazies (Catskill-Sandstein) auf. Auch auf das Fehlen jüngeren Oberdevons in der langen Devonzone am Westrande des Kanadischen Schildes vom Arktischen Meere bis Manitoba ist gegenüber der dortigen weiten Verbreitung des unteren Oberdevons (Intumescens-Schichten) zu verweisen. Endlich deuten sich weithin in Zentralasien regressive Vorgänge im jüngsten Devon faziell an (z. T. Gips und Salz).

Das große Bild der devonischen Meeresbewegungen habe ich vorstehend zu geben versucht. Abweichungen wie Regressionserscheinungen nach dem unteren Mitteldevon oder im Ausgange des Mitteldevons (Böhmen) oder im unteren Oberdevon oder wie eine Transgression des oberen Oberdevons kommen zwar vor, sind aber, soweit heute zu urteilen ist, gegenüber dem allgemeinen Bilde Ausnahmen von untergeordneter Bedeutung.

d) Karbon

Unterkarbon

In vielen ausgedehnten Gebieten sind marines Oberdevon und marines Unterkarbon lückenlos und konkordant miteinander verknüpft, so in Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, im nördlichen Zentralplateau und in der Montagne Noire, in den Pyrenäen, in Asturien, bei Barcelona, stellenweise in Nordafrika, in den Karnischen Alpen und in weitester Ausdehnung in Rußland, in Persien und Armenien, im Altai, in den südwestlichen Provinzen Chinas und weithin in Nordamerika.

In vielen anderen Gebieten tritt aber das Unterkarbon transgredierend auf, und hier ist also seiner Ablagerung eine Festlandsperiode vorangegangen. Sie kann von kurzer oder langer Dauer gewesen sein.

Fälle ersterer Art liegen dann vor, wenn jüngeres Devon noch zur Ablagerung gekommen ist, das untere Karbon aber als Kulm oder Kohlenkalk diskordant oder doch wenigstens transgredierend auftritt. Das ist z. B. im Armorikanischen Massiv (Mayenne), in den Ardennen, wo im allgemeinen das allertiefste Karbon fehlt, in Teilen des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes, in Sachsen und den Sudeten der Fall. Auch im Ural (Tschernyschew) ist das Devon unter dem Unterkarbon zwar im allgemeinen erhalten, doch nicht überall ganz vollständig. Das untere Unterkarbon ist hier aber entweder ganz, — so auf der asiatischen Seite —, oder teilweise, — so auf der europäischen Seite —, festländischer Art, das obere dagegen ganz marin (vergl. unten). Vielleicht hat auch das Araxesgebiet als Beispiel kurzfristiger Heraushebung nach dem Oberdevon zu gelten, indem das Unterkarbon zwar im allgemeinen auf Oberdevon, örtlich aber auch auf älteren Schichten liegt. Kurzzeitig waren auch die Verlandungen, die sich in den südlichen Alleghanies (Alabama) in der Diskontinuität zwischen Devon und Unterkarbon ausdrücken, und diejenigen im Mississippi-Gebiete (Tennessee, Kentucky, Indiana, Illinois, Iowa, Missouri und Arkansas), im südöstlichen Oklahoma und wahrscheinlich auch im nordöstlichen Kalifornien.

Unter denjenigen Gebieten, die nach langer Festlandszeit überflutet wurden, nenne ich zunächst die Old Red-Gebiete Englands, Schottlands und Irlands, in denen Old Red und Unterkarbon im allgemeinen konkordant miteinander verknüpft sind und sich die unterkarbonische Transgression also im wesentlichen faziell ausdrückt. Sodann findet sich das Unterkarbon vielfach in solchen Gebieten, in denen das Devon oder wenigstens sein jüngster Teil fehlt, z. B. in weiten Teilen Zentralasiens und Nordamerikas. So liegt in Nordamerika, um nur einige Beispiele zu geben, das Unterkarbon im Staate Missouri über Untersilur, in den

Blackhills Dakotas und in Nevada auf Ordovizium und Kambrium, im Koloradogebiete weithin auf Kambrium.

Vielfach transgrediert nun schon das ältere Unterkarbon (Tournai-Stufe, von der das Etroeungt oft noch nicht abgetrennt ist), vielfach aber auch erst das jüngere Unterkarbon (Visé-Stufe). Beispiele einer Transgression der Visé-Stufe finden wir im Maastale bei Visé unterhalb Lüttich (hier auf Frasnien) und im Boulonnais (hier auf Famennien), ferner im Uralgebiete (über festländischem älteren Unterkarbon), anscheinend auch in Nowaja-Semlja (Holtedahl) und in größter Ausdehnung nach den Darstellungen von K. Leuchs in Zentralasien, wo z. B. im Tianschan das untere Unterkarbon nur lokal auftritt, während das obere außerordentlich verbreitet ist („Tianschan-Transgression" Zentralasiens nach Gröber). Auch in die im übrigen terrestrischen Ablagerungsgebiete des Kulms der Mittelsudeten und Südvogesen dringt erst in der Visé-Zeit das Meer ein. Sodann liegen in Bosnien, Asturien und manchen Teilen Nordafrikas Transgressionen der Visé-Stufe vor. Ferner liegt in England der Höhepunkt der Transgression erst in der Visé-Stufe, und ebenso zeigt in den akadischen Gebieten (Neu-Fundland, Neu-Schottland) und im südlichen Oran (Nordwestafrika) das obere Unterkarbon den gesteigert marinen Charakter. Auch im Mississippi-Gebiete, dem klassischen Lande des amerikanischen Unterkarbons („Mississippian"), liegt der Höhepunkt der unterkarbonischen Transgression im unteren Visé (St. Louis-System), während zwar im oberen Visé (Kackaskia oder Chester) schon wieder eine gewisse Regression sich faziell und in der geringeren Verbreitung der Schichten andeutet. Endlich ist in den nordchinesischen Provinzen Schantung und Schansi in den marinen Einschaltungen des Schansi-Systems die Visé-Stufe bisher als ältestes stratigraphisches Glied faunistisch belegt, so daß sich auch hier transgressive Vorgänge im jüngeren Unterkarbon als Vorläufer der großen moskovischen Überflutung andeuten.

In einzelnen Gebieten weisen die Beobachtungen auf eine kurze negative Phase zwischen Tournai- und Visé-Stufe hin. Sie muß z. B. im Tianschan nach der Darstellung von Leuchs angenommen worden. Auch in anderen Fällen übergreifender Lagerung der Visé-Stufe mag die Tournai-Stufe vorhanden gewesen und in einer Regressionsphase zwischen Tournai- und Visé-Stufe wieder abgetragen worden sein. Für Regression nach der Tournai-Stufe spricht in der Kirgisensteppe, im Altai und im Becken von Kusnezk, daß auf Kalke der Tournai-Stufe Schichten mit kulmischen Landpflanzen folgen, während marines oberes Unterkarbon noch nicht nachgewiesen ist (Haug, Traité, S. 781). Vor allem haben wir aber in Nordamerika Hinweise auf weitgehende, meist zwar nur kurzfristige Verlandungen in der Zeit zwischen dem unteren und oberen Unter-

karbon. So findet sich weithin im Mississippi-Gebiete eine „Unconformity“ unter dem Viséen, die auf vorangegangene Trockenlegung hinweist. Dabei fehlt zum Beispiel im nördlichen Arkansas der oberste Teil des unteren Unterkarbons. Besonders nachdrücklich hat Ch. Schuchert (a. a. O., S. 552) die ausgedehnten Verlandungen Nordamerikas an der Grenze des unteren und oberen Unterkarbons hervorgehoben. Nach seinen Darstellungen hängt mit ihnen zusammen, daß im Kordilleren-Gebiete, vielleicht mit Ausnahme des arktischen Anteiles, bisher keine Meeresablagerungen des oberen Unterkarbons bekannt sind und daß nirgends im Mississippi-Gebiete die Meeresbedeckung vom unteren zum oberen Unterkarbon gewahrt geblieben ist, mag auch die Unterbrechung nur von kurzer Dauer gewesen sein.

Neben den geschilderten Fällen der Ausbreitung der Meere im Unterkarbon stehen einige Ausnahmefälle von Einschränkungen des Meeres gegenüber dem Oberdevon, die nicht im Laufe des Unterkarbons ausgeglichen werden. Derartiges scheint im Polnischen Mittelgebirge und z. T. auch im Nordosten der Vereinigten Staaten vorzuliegen.

Alles in allem setzt sich die Transgression, die wir schon seit der frühen Devonzeit kennen, unter Ausgleich der jungoberdevonischen Regression und Überwindung unbedeutender rückläufiger Phasen durch das untere Unterkarbon bis ins obere Unterkarbon fort (vgl. Fig. 8).

Oberkarbon

Hinsichtlich der auch hier angewandten Gliederung des Oberkarbons verweise ich auf die Tabelle auf Seite 83.

Die weitesten Teile Rußlands lagen wie im Unterkarbon so auch im Oberkarbon unter Meeresbedeckung, wie wir aus der vollständigen und konkordanten Entwicklung des Karbons in Zentralrußland, im Donezgebiete, im Ural und z. T. auch in Nordwestrußland wissen.

Dieses russische Meer streckte im älteren Oberkarbon („Mittelkarbon“ der Russen, Moskaustufe) einen Fühler in die in Westfalen und im Niederrheingebiete, Belgien und Nordfrankreich bis nach England nachweisbare und auf den Britischen Inseln sich nach Norden stark verbreiternde subvariscische Saumtiefe vor, und zwar zunächst noch kontinuierlich, dann in einzelnen Ingressionen, die sich in den paralischen Lagen der Saarbrücker Schichten zu erkennen geben.

Sehen wir aber von dem russischen Meere der Oberkarbonzeit und der zeitweise zu einem Golfe dieses russischen Meeres werdenden nördlichen Saumtiefe des Variscisch-Armorikanischen Gebirges ab, so ist die Einengung der Meere Europas im Oberkarbon und besonders an der Wende von Unter- und Oberkarbon ganz außerordentlich. Auf europäischem Boden ist uns die Tethys des älteren Oberkarbons nur in Nordspanien (Asturien) überliefert, und hier noch nicht einmal

in durchweg marinen Profilen, sondern in Form von marinen Zwischenlagen in einer sonst kontinentalen Schichtenentwicklung. Im übrigen kennen wir die damalige Tethys auf afrikanischem Boden, nämlich im Atlasgebiete und in der zentralen Sahara, wie ferner am Suezkanal und in Arabien. Dabei fällt noch besonders ins Gewicht, daß das marine Oberkarbon in der zentralen Sahara, am Suezkanal und z. T. auch im Atlasgebiete transgredierend auftritt, daß also im Anfange dieser Zeit die Tethys noch weit eingeengter war, als nach der Gesamtverbreitung der Moskaustufe zu schließen sein würde. Somit ergibt sich zunächst in Europa und Nachbargebieten eine

vormoskovische (nachunterkarbone) Regression

und eine

moskovische Transgression.

Die vormoskovische Regression drängt die in der unterkarbonischen Zeit nordwärts bis Irland, Schottland und Norddeutschland reichende Tethys nach Süden bis Spanien und Nordafrika zurück, und nur eine verhältnismäßig schmale Meeresrinne bleibt im nördlichen Vorlande des damals aufsteigenden Variscisch-Armorikanischen Gebirges zunächst noch bestehen. Wir befinden uns einer der größten Einengungen gegenüber, die überhaupt die europäische Tethys erfahren hat; sie ist noch bedeutsamer als die vordevonische und etwa derjenigen in der jüngeren Paläodyas und derjenigen der pontischen Zeit vergleichbar.

Die moskovische Transgression tritt im westlichen und mittleren Europa kaum in Erscheinung. Höchstens könnte man in Oberschlesien und im benachbarten Ostrauer Gebiete, wo die Diskordanz des älteren Oberkarbons über dem Unterkarbon die vormoskovische Regression zum Ausdruck bringt, in den paralischen Einschaltungen des ältesten Oberkarbons eine gewisse transgressive Tendenz desselben gegenüber dem voroberkarbonischen Verlandungszustande erblicken — trotz der regressiven Allgemeintendenz innerhalb der frühoberkarbonen Ablagerungen (s. unten).

Dafür tritt auf afrikanischem Boden, d. h. in der südlichen Randzone der Tethys, die moskovische Transgression um so deutlicher in Erscheinung, indem die Tethys im Atlasgebiete, in der Sahara und im Sinaigebiete Raum gewinnt. Gleichzeitig versanken weite Gebiete Nordeuropas unter dem Meere, so Timan- und Uralgebiet, Bäreninsel und Spitzbergen, wie auch Nordgrönland und weite Teile des arktischen Nordamerikas.

In Asien geben Armenien, Persien, Turkestan, Teile des Himalayagebietes, das südliche und südwestliche Zentralasien und das südliche und zentrale China Beispiele für die Fortdauer der Meeres-

bedeckung auch in der Übergangszeit vom unteren zum oberen Karbon. Eine postunterkarbone Regression gibt sich demgegenüber in der Überlagerung des marinen Unterkarbons durch limnisches Oberkarbon im Becken von Heraclea (Kleinasien) und im Fehlen des Oberkarbons in weiten Teilen Zentralasiens, in denen Unterkarbon vorhanden ist, zu erkennen, so auch im Tianschan-Gebiete bis auf dessen südlichsten Teil. Aber auch dort, wo im Tianschan-Gebiete sich später Oberkarbon ablagert, war nach dessen Lagerungsart zum Unterkarbon vorher die Regression eingetreten. Die der Regression folgende moskovische Transgression gewinnt Raum im südlichen Tianschan, im westlichen Kwenlun und besonders im nördlichen China, wie auch an den arktischen Gestaden Nordsibiriens und auf den Neusibirischen Inseln. In Nordchina erscheint die Transgression in Form sich immer wiederholender Einbrüche über die sinkenden, die Kohlenflora tragenden, weiten Küstengebiete der großen nordostasiatischen Landmasse. In Australien, wo wir marines Unterkarbon in den Kordilleren des Ostens kennen, ist mit der nachunterkarbon-vormoskovischen Regression das Fehlen oberkarbonischer Meeresablagerungen, vielleicht mit Ausnahme solcher der allerjüngsten Karbonzeit, in Verbindung zu bringen.

In Nordamerika werden durch voroberkarbone Bewegungen die akadischen Gebiete und die Alleghanies dauernd trocken gelegt. Im übrigen hält sich die Verbreitung des marinen Unterkarbons und des marinen Oberkarbons, wenn wir vom arktischen Nordamerika (s. oben) absehen, anscheinend annähernd die Wage. Allerdings kündigen sich in einer Diskordanz oder wenigstens einer Diskontinuität zwischen Unterkarbon und Oberkarbon ausgedehnte vorübergehende Trockenlegungen an der Wende von Unter- und Oberkarbon in weiten Teilen der Zentralgebiete und des Westens der Vereinigten Staaten an. Nach Charles Schuchert (a. a. O., S. 552) erfolgte damals sogar eine vollständige, wenn auch vorübergehende Trockenlegung der „Mississippi-See" des zentralen Nordamerikas, während das Gebiet der „Kordilleren-See" (s. oben) schon am Ende des älteren Unterkarbons seine Meeresbedeckung verloren hatte. Nur im Oklahoma-Becken mag nach Schuchert das Meer in der Übergangszeit vom Unter- zum Oberkarbon ununterbrochen geflutet haben. Nach Blackwelder (Handb. Reg. Geol. VIII, 2, S. 27) beruht das Fehlen des Unterkarbons in den mittleren Rocky-Mountains vielleicht auf dessen Beseitigung unmittelbar vor der Transgression des Oberkarbons. Den ausgedehnten Trockenlegungen folgt im zentralen Nordamerika bald die erneute Transgression, und dabei greift die moskovische Stufe im nördlichen Arkansas sogar über das Verbreitungsgebiet des Unterkarbons hinaus. Im Koloradogebiete wird die nachunterkarbone Regression, wie es scheint, erst nach dem unteren Oberkarbon ausgeglichen.

In Südamerika kennen wir marines unteres Oberkarbon mit Sicherheit ebensowenig, wie marines Unterkarbon.

Eine Ausnahme gegenüber der allgemeinen Erfahrung über das transgressive Verhalten des älteren Oberkarbons gibt sich in der nördlichen Saumtiefe des Variscisch-Armorikanischen Gebirges in England, Nordfrankreich, Belgien und Rheinland-Westfalen zu erkennen. Auch die voroberkarbone Verlandung fehlt hier, indem auf das marine Unterkarbon das marine älteste Oberkarbon (Millstone Grit Englands, Namurien in Nordfrankreich und Belgien, Flözleeres in Westfalen) lückenlos folgt und sich höchstens in den lithologischen Verhältnissen eine gewisse regressive Tendenz ausspricht. Danach aber stellt sich die limnische Fazies ein, zunächst zwar noch vielfach durch paralische Lagen unterbrochen. Wir haben also in diesem, dem Nordrande des Variscisch-Armorikanischen Bogens folgenden Golfe des russischen Meeres im Verlaufe des älteren Oberkarbons trotz vielfacher positiver Oszillationen eine regressive Gesamttendenz. Ein gewisser Parallelfall dazu ist am Südrande des Armorikanischen Gebirges in Asturien erkennbar.

Zusammenfassend ist also hinsichtlich des älteren Oberkarbons folgendes zu sagen:

Eine hochbedeutsame Geokratie stellt sich nach der weiten Verbreitung der unterkarbonischen Meere sozusagen unvermittelt in der Übergangszeit zum Oberkarbon ein. Sie gibt sich in Europa in der außerordentlichen Einschränkung der vorher so breiten Tethys auf einen verhältnismäßig schmalen Kanal zu erkennen, sie verlegt auch in Zentralasien den Nordrand der Tethys weit nach Süden, und ganz Australien wird landfest. In Nordamerika werden weite Gebiete des unterkarbonen Meeres, z. T. allerdings nur für kurze Zeit, der Wasserbedeckung beraubt.

Kaum betroffen von dieser großen vormoskovischen Einengung der Meere wird der Osten Europas.

Die nachfolgende moskovische Transgression vermag im Bereich der Tethys wenigstens auf europäischem Boden nur verhältnismäßig kleine Bezirke zurückzugewinnen, erobert dafür aber im Süden der Tethys auf afrikanischem Boden, im Arktikum und im Norden Chinas solche Gebiete, die im Unterkarbon nicht überflutet gewesen sind. In Amerika gewinnt sie außer im Osten die mit der vormoskovischen Regression verlorengegangenen Gebiete in der Hauptsache zurück und geht sogar noch etwas über sie hinaus.

Eine Ausnahmestellung nehmen die nördliche und südliche Randzone des Variscisch-Armorikanischen Bogens insofern ein, als dort eine regressive Gesamttendenz im älteren Oberkarbon herrscht.

Regressionen zwischen der moskovischen und der uralischen Zeit sind in mehreren Gebieten sicher erkennbar oder als wahrscheinlich anzunehmen.

Im östlichen Ural trat in der Uralstufe eine Aufarbeitung der unterlagernden Schichten ein; sie müssen also durch eine Heraushebung der Denudation zugänglich geworden sein. In manchen Gebieten, wie am Araxes, fehlt die Uralstufe, während die Moskaustufe entwickelt ist. In Indochina und in malayischen Gebieten (s. Haug, Traité, S. 783) liegt die Uralstufe transgredierend über einem Grundgebirge, das auch die Moskauer Stufe und das Unterkarbon umschließen dürfte; hier hat sich also nach der Moskauer und vor der Uralstufe eine große Regression ereignet. Ebenso wurde ganz Westchina vom Nanschan bis Yünnan nach dem unteren Oberkarbon landfest, im oberen Oberkarbon aber neu überflutet (vgl. J. S. Lee, a. a. O., S. 413).

Es mag auch endlich noch darauf hingewiesen werden, daß, während im obersten Teile der Saarbrücker Stufe der subvariscischen Rinne nochmals eine Ingression des Meeres sich zu erkennen gibt, hier nach der Saarbrücker Zeit eine völlige Verlandung eintritt.

Die Uralstufe selbst ist wieder eine Zeit vorherrschend positiver Meeresbewegungen, und im großen und ganzen sind jetzt die Meere ausgedehnter als in der Moskauzeit. Daß sich die Tethys erweitert, ist in Europa in den Ostalpen (Karnische Alpen, Karawanken, Julische Alpen) und in den dinarischen Alpen, auf dem griechischen Festlande, Euböa, Chios und Kos festzustellen und in Asien im südlichen Tianschan und in der Salt Range, in Tonking und Yünnan und wohl auch auf Malakka und Sumatra (hier vielleicht schon Transgression der Moskauer Stufe). Auch im Stéphanien der Pyrenäen vollziehen sich noch einige Ingressionen.

Eine Transgression des jüngeren Oberkarbons scheint ferner in Japan vorzuliegen, wo kein älteres Karbon bisher bekannt ist, wie jenseits des pazifischen Ozeans stellenweise im Gebiete der Rocky Mountains und in den Anden (Peru, Bolivien, argentin. Vorkordillere). Anscheinend ist auch im arktischen Nordamerika die uralische Stufe ausgedehnter als die moskovische, und ferner werden im Amazonasgebiete Teile der Brasilischen Masse, über die schon die obersilurische und unterdevonische Transgression dahingegangen waren, erneut überflutet. Regressive Tendenz verrät sich im jüngeren Teile des oberen Oberkarbons auf der Ostseite des Urals durch das Auftreten gipsführender Schichten; auch die zentrale Sahara und die Anden wurden etwa in jener Zeit wieder von Meeresbedeckung frei.

e) Dyas

Palaeodyas (Unterperm)

Die unterpermischen Meere sind gegenüber denjenigen des Oberkarbons und insbesondere des jüngeren Oberkarbons stark eingeengt. So ist die Meeresbedeckung aus weiten Teilen Mittelrußlands und aus Nord-

afrika, Südsibirien und dem Himalaya, dem arktischen und Teilen des westlichen Nordamerikas, den Anden und dem Gebiete der Brasilischen Masse verschwunden.

Transgressionen der unterpermischen Zeit sind nicht allzu häufig festzustellen. Beispiele geben die Transgression der „permo-karbonischen“ Arta-Stufe im nördlichen und südlichen Ural und das Wiedervorrücken des Meeres in Texas nach der Ablagerung der tiefstpermischen festländischen Wichita-Beds. Ein weiteres Beispiel könnte vielleicht die „tibetanische Transgression“ über Moskau-Schichten am Gussas in Kaschgarien bilden (vgl. Leuchs, Zentralasien, a. a. O., S. 17), und möglicherweise kommt auch die Transgression der Productuskalke in der Salt Range (s. unten) in Betracht. Im Bereiche der Tethys ist das marine Unterperm in den Pyrenäen, Karawanken, Karnischen und Julischen Alpen und Dalmatien und nach den Darstellungen von C. Renz (Geolog. Rundschau 1911, S. 456—458) wohl auch auf der argolischen Küsteninsel Hydra und in Attika konkordant mit dem marinen Oberkarbon verknüpft, während in Sizilien (Sosio) die Lagerungsform des Unterperms zum Liegenden nicht bekannt ist. Man kommt zu dem allgemeineren Bilde, daß sich, z. T. schon eingeleitet durch unbedeutende negative Meeresbewegungen im jüngsten Oberkarbon, eine sehr starke Regression in der Übergangszeit zur Dyas vollzieht und dieser im Unterperm schwache Ansätze neuer Transgressionen folgen. Als solche fasse ich auch die etwa zur Zeit der frühpermischen Vereisung erfolgenden Meeresvorstöße in Australien und Tasmanien, Indien, Südafrika, Brasilien und Argentinien auf.

Der Meeresgewinn, den die altpermischen Transgressionen bringen, geht im allgemeinen in einer neuen und erheblichen Phase des Meeresrückzuges im jüngeren Unterperm, und zwar vor dem Saxonien der französischen und dem Oberrotliegend der deutschen Bezeichnungsweise, wieder verloren.

So folgen im Bereiche der Tethys in den Karnischen und Julischen Alpen und Karawanken auf die mariuen Trogkofelschichten des älteren Perms kontinentale Absätze in Rotliegendfazies („Grödner Sandstein“); dazwischen liegt eine Diskordanz, die wir ohne weiteres mit jener identifizieren dürfen, die weithin im Liegenden des mitteleuropäischen Oberrotliegenden auftritt (saalische Diskordanz). Sie findet sich auch in den Pyrenäen und auch hier zwischen dem marinen Unterperm und kontinentalen Schichten vom Alter unseres Oberrotliegenden. Die Regression zur Zeit der jüngeren Paläodyas gibt sich in Sizilien in dem Fehlen jüngeren Perms über der Sosio-Stufe (Permokarbon der russischen Gliederung) und in den weitesten Teilen Rußlands in der Überdeckung des Permokarbons durch pflanzenführende Schichten von Rotliegendtypus zu erkennen, wobei auch schon die über der Artinsk-Stufe

zunächst folgende Kungur-Stufe durch ihre Fauna die beginnende Regression verrät. Überhaupt gibt es in Europa nur ganz wenige Stellen (z. B. Gouvernement Nishni-Nowgorod und Spitzbergen), in denen vom älteren Unterperm durch das jüngere Unterperm und weiterhin bis in das Oberperm Meeresablagerungen ohne Unterbrechung überliefert zu sein scheinen, und gerade diese Sachlage bringt die so außerordentlich bedeutende Geokratie der spätunterpermischen Zeit im Bereiche Europas zum Ausdruck. Wir hatten damals in Europa eine Einengung der Meeresbedeckung, die schon insofern beträchtlicher war als die vormoskovische, als sie nicht nur das Tethysgebiet, sondern auch das östliche Europa betraf.

Außerhalb Europas stellen wir eine spätpaläodyadische Regression z. B. in den Weststaaten Nordamerikas fest.

Beispiele für positive Meeresbewegungen sind in der jüngeren Paläodyas selten; ein solches ist im Donezgebiet in der Überdeckung des kontinental entwickelten jüngsten „Unterperms" durch marines „Mittelperm" gegeben. Wenn Haug im Traité (S. 753) von der hochbedeutsamen Transgression des „Saxoniens" spricht, so hat er dabei die Extensionen des kontinentalen Oberrotliegenden („Saxonien"), also keine Transgressionen im Sinne der Beschränkung dieses Begriffes auf die Meeresbewegungen, im Auge.

Neodyas (Oberperm)

Gegenüber dem Tiefstande der Meere in der jüngeren Paläodyas bringt die Neodyas (Oberperm) mehrfach einen Meeresgewinn, so im Tethysgebiete in den Karnischen Alpen, Krain und Dinarischen Alpen, ganz besonders aber in weiten Teilen Rußlands, in Kurland und Polen, Nord- und Mitteldeutschland, Holland und England. Hier kommt also insbesondere die ausgedehnte Ingression des Zechsteinmeeres in Betracht. Oberpermisch ist nach Frech und v. Arthaber die von Stojanow allerdings für altpermisch erklärte Transgression, die sich im Araxesgebiete in der diskordanten Lagerung der Djulfa-Kalke über Oberkarbon ausdrückt. Ferner hätten wir eine oberpermische Transgression in der Salt Range, wenn wirklich der Produktus-Kalk, wie Nötling und Frech annehmen, wie aber von Tschernyschew scharf zugunsten unterpermischen Alters bestritten ist, dem Oberperm angehört. Weiter erkennen wir eine Transgression des Oberperms, und zwar über Oberkarbon, im Mündungsgebiete des Yang-tse, und endlich sei noch die „Zechstein"-Transgression in Neuschottland erwähnt.

Im Ausgange des Oberperms haben wir vielfach wieder negative Meeresbewegungen. In Europa erhalten sie besonderen Ausdruck in der Verlandung des großen Zechsteinbeckens, die sich unter der gewaltigsten Salzausscheidung vollzieht, die wohl je in der Erdgeschichte eingetreten ist.

4. Der Kanon der triadischen Strandverschiebungen

Die Trias ist in ihrer Gesamtheit eine Zeit verhältnismäßig enger Meeresräume, eine „geokrate" Periode, um die Bezeichnung Pavlows zu gebrauchen. Man vergleiche die nachweisbare Ausdehnung der Meeressedimente der triadischen Zeit mit derjenigen des Karbons oder des Juras, besonders des jüngeren, oder gar der oberen Kreide oder vieler Stufen des Tertiärs.

Die nachfolgenden Ausführungen beziehen sich zunächst nur auf die „pelagische" („alpine") und nicht auf die „germanische" Trias. Die pelagische Trias ist eine charakteristische Formation der jungen Faltengebirge, — schon Sueß und Haug haben auf diesen Zusammenhang hingewiesen. Sie meidet, von wenigen Ausnahmen abgesehen, die Schwellengebiete, hält sich vielmehr an die Räume höherer Mobilität, die durch Senkung und Sedimentation anch in der Triaszeit zu den Stätten der künftigen Gebirgsbildung vorbereitet werden. So kommt es, daß flachlagernde oder nur germanotyp dislozierte pelagische Trias ziemlich selten ist. Wir finden sie z. B. im Bakony-Walde, in den slavonischen Inselbergen, in der Astrachansteppe, auf Madagaskar, auf Spitzbergen und der Bäreninsel.

Sind nun der marinen Trias in ihrer Gesamtheit auch relativ enge Grenzen gesetzt, so fehlt es innerhalb dieser natürlich nicht an Schwankungen des Sedimentationsraumes. Im großen und ganzen ergibt sich trotz örtlicher Ausnahmen das allgemeine Bild einer

untertriadischen Transgression,
mitteltriadischen, wohl geringen Regression mit dem Höhepunkte in der ladinischen Zeit,
obertriadischen Transgression mit dem Höhepunkt in der norischen Stufe,
rhätischen Regression.

Im wesentlichen zu diesem Bilde ist auch Diener[1]) gekommen, dessen Darlegungen neben denjenigen Haugs im „Traité de Géologie" und neben vielen Einzelarbeiten für den nachfolgenden Überblick über die Meeresbewegungen der Triaszeit besonders verwertet worden sind.

a) Die Transgression der pelagischen Untertrias

Weithin finden wir die marine Untertrias konkordant über dem marinen Oberperm. So ist es in den Südalpen, wo die schiefrigen Seiser Schichten der älteren Untertrias von den oberpermischen Bellerophonkalken infolge Wechsellagerung der Schiefer und Kalke nur unscharf zu trennen sind. So ist es in den Dinariden (z. B. Bosnien), Transkaukasien und der Bucharei, in Westtibet und im mittleren Kwenlun, in der Salt

[1]) C. Diener, Marine Reiche der Triasperiode. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 92, 1915.

Range und im Himalaya. So ist es wohl auch auf Spitzbergen, wenn dort auch in der konkordant liegenden Serie zwischen Oberperm und Mitteltrias der sichere Nachweis einer untertriadischen Fauna noch aussteht.

Aber an vielen Stellen geht die Untertrias über die Grenzen des oberdyadischen und besonders des jüngstoberdyadischen Meeres hinaus.

So zeigt sich weithin eine Transgression der Untertrias in den Ostalpen außerhalb des immerhin engen Verbreitungsgebietes der marinen Dyas. Hier greift das Meer von Süden aus in der Richtung auf die böhmisch-vindelizische Schwelle weit nordwärts vor, läßt dabei aber große Teile der heutigen Zentralzone der Alpen zunächst noch unüberflutet. Es gelangt zum Bakony-Wald, zum Fünfkirchener Gebiete und Banat, zu den kroatisch-slavonischen Inselbergen und den Karpathen, nach Montenegro, Albanien, Serbien und Mazedonien, zur Stara Planina und der Dobrudscha. Bei Ismid am südlichen Pontus finden wir seine Ablagerungen über Verrucano, und über den nordöstlichen Kaukasus erstreckt sich eine Bucht nordostwärts zu den Bogdobergen in der astrachanischen Steppe, wo Werfener Stufe mit Tirolites über kontinentalem Perm liegt. Von hier aus geht das Meer zur aralo-kaspischen Niederung und über die Bucharei zu den zentralasiatischen Hochgebirgen und dem südlichen Teile des Gouvernements Jenisseisk. Dabei liegt die in das aralo-kaspische Gebiet vorgestreckte Bucht in der Richtung jener alten, dem Ural folgenden Meeresverbindung, die in der paläozoischen Zeit zwischen Tethys und Arktischem Meere bestanden und Fennoskandia von Angaraland getrennt hatte, aber in der jüngeren Dyaszeit verlorengegangen war.

Nach Süden griff in der untertriadischen Zeit ein Arm der Tethys bis Madagaskar vor, — die erste Andeutung der Straße, die Afrika und Lemuria zu trennen begann.

Eine ausgesprochene Transgression der Untertrias haben wir nach Deprat in Indochina.

Mit einer untertriadischen Transgression mäßigen Umfanges haben wir nach Diener (a. a. O., S. 8) in den borealen Gebieten zu rechnen. Hier kommt besonders das nördliche Sibirien (Olenekmündung, Neusibirische Inseln) mit der jungskytischen Olenek-Fauna in Betracht. Demgegenüber haben wir auf Spitzbergen und der Bäreninsel anscheinend keine Meeresunterbrechung an der permisch-triadischen Grenze, wenn auch in Spitzbergen erst mitteltriadische (s. oben) und auf der Bäreninsel erst obertriadische Schichten sicher belegt sind. An der Ussuribucht bei Wladiwostok liegen die tieftriadischen Otoceras-Schichten mit Basalkonglomeraten über älteren Schichten und über Granit.

In Nordamerika reichte das Meer der Untertrias bis in das südöstliche Idaho, das östliche Nevada und das südöstliche Kalifornien in

Form einer Bucht des Pazifik, die Kossmat mit derjenigen von Bogdo vergleicht. Wahrscheinlich liegt auch hier eine Transgression gegenüber der geringen Meeresausdehnung am Ende des Oberperms vor, doch ist die Sachlage gerade im Liegenden der altuntertriadischen Meekocerasschichten von Idaho und von Inyo County in Südostkalifornien nicht geklärt. Denn in Idaho ist die mächtige Trias, die nahe ihrer Basis die Meekoceras-Fauna enthält, konkordant mit dem Karbon verbunden, und in Inyo County werden die Meekocerasschichten durch mehrere hundert Fuß fossilfreier Schiefer von den oberkarbonischen Fusulinenkalken getrennt. Es ist Diener (S. 95) also darin zuzustimmen, daß in jenen Gebieten die Unterbrechung der Meeresbedeckung an der Wende des Paläozoikums und Mesozoikums nicht unbedingt angenommen werden muß, wenn auch freilich, wie Diener weiter sagt, für den lückenlosen Fortgang des Meeres paläontologische Beweise ähnlicher Art noch fehlen, wie sie in den südöstlichen Alpen und Bosnien, im Himalaya und in der Salt Range vorliegen.

b) Die Regression der pelagischen Mitteltrias, besonders der ladinischen Stufe

Während die untertriadische Transgression, mag sie sich auch, verglichen mit den weiten Überflutungen anderer geologischer Zeiten, in engeren Grenzen halten, als allgemeinere Erscheinung sich erwies, ist das Bild der Meeresbewegungen in der Mitteltrias weniger einheitlich, — auch wenn wir zunächst wieder von den Gebieten germanischer Fazies ganz absehen.

Immerhin gestattet doch das bisher vorliegende Tatsachenmaterial ein Urteil dahin, daß die pelagische Mitteltrias ein etwas eingeengtes Verbreitungsgebiet gegenüber der Untertrias — und auch der Obertrias — besitzt. Das gilt schon für die anisische, aber ganz besonders für die ladinische Zeit.

So vermissen wir die Mitteltrias im Bereiche der untertriadischen Ausbreitung der Tethys im Wolgagebiete und in der aralo-kaspischen Niederung, die sich über die Bucharei ostwärts erstreckte, und auch in Transkaukasien (Kasan Jaila) und am Araxes (Djulfa) ist bisher nur Untertrias faunistisch nachgewiesen, wenn zwar auch bei Djulfa zwischen der Untertrias und dem transgredierenden Tertiär und am Kasan Jaila zwischen der Untertrias und dem fossilführenden Bajocien noch mächtige Schichten vorhanden sind, die bisher keine Versteinerungen geliefert haben und wohl eine jüngere Trias vertreten könnten. Ist nun auch ferner unsere Kenntnis der zentralasiatischen Trias nördlich des Himalaya noch recht lückenhaft, so ist doch vielleicht bezeichnend, daß der mehrfachen Feststellung des marinen Perms und der marinen Unter-

trias bisher nur ein einziges Vorkommen von Mitteltrias, wahrscheinlich der anisischen Stufe, nämlich der Schichten mit Monophyllites im Semenow-gebirge (Mittlerer Kwenlun) zur Seite steht. Obere Mitteltrias (Ladinische Stufe) ist hier überhaupt noch nicht bekannt. Auch aus der Salt Range kennen wir nur Untertrias, die von dolomitischen Gesteinen zweifelhaften (jurassischen?) Alters überdeckt wird. Mitteltrias fehlt ferner in Madagaskar, und so scheint sich der in der Untertrias südwärts bis Madagaskar vorgestreckte Fühler der Tethys in der Mitteltrias wieder nordwärts, — mindestens bis außerhalb der Grenzen Madagaskars —, zurückgezogen zu haben.

In den Alpen halten sich untere und mittlere Trias in annähernd gleichen Grenzen. Im östlichen Korsika haben wir eine Transgression von Korallenkalken von wahrscheinlich anisischem Alter über Oberkarbon.

In Nordamerika gibt sich in Idaho eine Regression durch die Überdeckung der untertriadischen Meekoceras-Schichten durch kontinentale Red Beds zu erkennen; aber im Gegensatze dazu müssen wir eine Transgression der Mitteltrias für die West Humboldt Range Nevadas annehmen, wo die Trinodosus-Zone metamorphe ältere Gesteine überdeckt. Immerhin findet sich im pazifischen Gebiete der Vereinigten Staaten auch nach Diener (a. a. O., S. 124) das Maximum der triadischen Transgression schon in der skytischen Zeit.

Der Höhepunkt der mitteltriadischen Regression, soweit wir von einem solchen bei den an sich nicht sehr weitgehenden Einengungen sprechen können, liegt augenscheinlich in der ladinischen Stufe, die an mehreren Stellen in sonst geschlossenen Triasprofilen eine bis zum vollständigen Verschwinden gesteigerte Reduktion zeigen kann. So weist auch Diener darauf hin, daß keine andere Triasstufe einen ähnlich auffälligen Wechsel in Entwicklung und Mächtigkeit zeigt. „In den Nordalpen und im Himalaya sehen wir sie bisweilen so sehr verkümmert, daß der Nachweis ihrer Vertretung Jahrzehnte hindurch fortgesetzter, mühevoller Detailuntersuchungen bedurfte. In der West Humboldt Range (Nevada) ist sie wohl faunistisch angedeutet, aber stratigraphisch von der anisischen Stufe nicht zu trennen“ (Diener, S. 11). „Jenes Bild einer beschränkten Verbreitung der ladinischen Stufe, das uns die Profile im Himalaya bieten, wiederholt sich auch in Indochina“ (Diener, S. 71).

Von der skytischen Transgression der arktischen Gebiete war oben die Rede, und recht verbreitet ist dort auch, wie wir sehen werden, die marine Obertrias. Von der marinen Mitteltrias kennen wir aber im arktischen Eurasien bisher nur den unteren Teil, die anisische Stufe, und zwar in Spitzbergen (unter Zugrundelegung der v. Mojsisovics-Dienerschen Deutung der Daonellen-Schichten des Eisfjords), am unteren Olenek und an der Ussuribucht. Die ladinische Stufe ist überhaupt nicht nach-

gewiesen, auch nicht dort, wo man außer Unter- und Obertrias die anisische Stufe kennt. So faßt auch Diener, und zwar unter vergleichender Heranziehung der Verhältnisse in den Alpen und im Himalaya, die Möglichkeit einer stratigraphischen Lücke zwischen der anisischen und der karnischen Stufe Spitzbergens ins Auge (a. a. O., S. 11).

Gewiß mögen Andeutungen des ladinischen Meeres, wie wir sie aus dem arktischen Nordamerika (Heurekasund auf Ellesmereland) schon kennen, auch noch im arktischen Eurasien gefunden werden; aber daß dieses bisher noch nirgends in den dortigen Gebieten der Triasverbreitung geschehen ist, liegt ganz im Bilde der auch sonst gemachten Erfahrungen über die Einengung der Meeresräume in der mitteltriadischen und ganz besonders in der ladinischen Zeit.

Gegenüber den vielfachen Anzeichen für mitteltriadische Regressionen sind mitteltriadische Meereserweiterungen Ausnahmefälle. Als solche wurden Nevada und Korsika genannt, — und in beiden Fällen handelt es sich anscheinend um anisische, nicht aber um ladinische Transgressionen. Auch in Japan ist die anisische Stufe, vertreten durch die von v. Mojsisovics für ladinisch gehaltenen, dann aber von Diener[1]) als anisisch erwiesenen Ceratitenschichten von Inai (Prov. Rikuzen), der älteste paläontologisch belegte Triashorizont, und auch hier scheint eine anisische Transgression vorzuliegen. Auch hier fehlt aber nach heutigem Wissen die ladinische Stufe, während die Obertrias wieder weithin bekannt ist. „Auch in Rikuzen besteht zweifellos ein stratigraphischer Hiatus zwischen der anisischen und der norischen Stufe." (Diener, Marine Reiche der Triasperiode, a. a. O, S. 77.)

Eine weitere Ausnahme bildet Südchina (Prov. Yünnan), wo die Mitteltrias über mächtigen bunten Sandsteinen mit Pflanzenresten, die nach Zeiller mutmaßlich untertriadisch sind, transgrediert, allerdings durch ihre vielfachen Einschaltungen von Konglomeraten, pflanzenführenden Sandsteinen und Kohlenflözen die Festlandsnähe erkennen läßt; immerhin haben wir es hier nicht mit einer „pelagischen" Unter- und Mitteltrias, sondern mit einer mehr germanischen zu tun.

Aus zwei Bezirken finde ich in der Literatur die ladinische Stufe als ältestes Triasglied angegeben, nämlich vom Eurekasund auf Ellesmereland und aus Shasta County im nördlichen Kalifornien. Bezüglich des Eurekasundes ist aber unsere Kenntnis noch höchst unvollständig, und in Shasta County findet sich der ladinische Horizont mit Protrachyceras und Halobia erst im oberen Teile der sehr mächtigen, im übrigen fast versteinerungsleeren Pit-Formation, die mit ihren tieferen Teilen sehr wohl noch ältere Trias vertreten könnte,

[1]) C. Diener, Japanische Trias-Faunen. Denkschr. Kais. Ak. d. W. Wien, Band XCII, 1915, 1—30.

die ja auch im Südosten Kaliforniens (Inyo County) bekannt ist. Unter dieser Sachlage kann die „ladinische“ Transgression von Shasta County nicht als erwiesen gelten.

c) Die Transgression der pelagischen Obertrias (karnische und norische Stufe)

Die pelagische Obertrias transgrediert schon mit der karnischen und ganz besonders mit der norischen Stufe.

Eine Ausnahme machen in der karnischen Zeit vielleicht Teile der Alpen. Wird hier doch nach der ladinischen Periode in der Raibler Zeit eine Verflachung und ein teilweiser Rückgang des Meeres kenntlich in der litoralen bis festländisch-limnischen Fazies der Lunzer Schichten mit ihren Pflanzenresten und Kohlenflözen, in der Sandsteinfazies der Carditaschichten, in den Rauchwacken und Gipsen der Raibler Schichten Südtirols und der Lombardei und in dem Fehlen der karnischen Stufe im Vicentinischen bei Recoaro und Schio. Aber stellenweise zeigt sich die karnische Stufe auch hier transgredierend über älterer Trias. Ich verweise darauf, daß sich vielfach in den nördlichen Ostalpen Karnisch unter Ausfall von Ladinisch unmittelbar über Anisisch findet und daß am Poßruck in Mittelsteiermark die karnischen Carditaschichten über Kristallin oder Perm liegen. Auch in den Julischen Alpen treten die karnischen Schichten transgredierend auf. Alles in allem dürfte also auch in den Ostalpen der Tiefstand des Meeres vielleicht schon unmittelbar vor den karnischen Ablagerungen erreicht gewesen sein.

Die karnische Transgression ist nun ganz besonders in außereuropäischen Ländern zu verzeichnen.

So tritt in Indochina die karnische Stufe im Gegensatz zur beschränkten Verbreitung der ladinischen Schichten wieder in weiterer Verbreitung auf.

Eine ausgedehnte obertriadische Transgression hat ihre Spuren im Malayischen Archipel hinterlassen, wo ältere Trias bisher nur auf Timor bekannt geworden ist. Auf ihre allgemeinere Bedeutung hat Wanner hingewiesen. Sie ist z. T. schon eine karnische, wie am Kwalu auf Sumatra, wo nach Volz karnische Schichten diskordant und transgredierend über Oberkarbon auftreten.

In Japan haben wir eine karnische Transgression im Sakawabecken auf der Insel Shikoku.

Karnische Transgression, zum Teil beginnend mit groben Basalkonglomeraten, wird ferner von Neukaledonien angegeben; daß hier ein älterer Horizont schon ladinisches Alter besitzt, wird von Diener bestritten. Karnisch ist auch der älteste nachgewiesene triadische Horizont von Neuseeland.

Auch die obertriadische Transgression der arktischen Gebiete ist z. T. schon eine karnische, so auf Spitzbergen, der Büreninsel und den Neusibirischen Inseln, am Unterlaufe der Jana, bei Werchojansk und auf Alaska. Dasselbe dürfte für Mexiko und Peru gelten.

Mit dieser Transgression bringt Diener (a. a. O.) in Zusammenhang, daß statt der Differenzierung der Marinfauna in eine boreale und eine äquatorial-subtropische, wie sie in der Unter- und Mitteltrias vorliegt, in der karnischen Zeit eine einheitliche Fauna vorhanden ist.

Wir kommen zu der norischen Transgression.

Im Alpengebiete erkennen wir sie im Vicentin, wo der norische Hauptdolomit mit einem Basalkonglomerate über ladinischen Schichten liegt. Auch weite Teile der zentralalpinen Ketten wurden erst damals überflutet, wie das häufige Übergreifen des Hauptdolomits, z. T. über kristallinen Schiefer, zeigt.

Bei Balia Maaden in Mysien transgrediert das Norikum mit Basalkonglomeraten über oberkarbonischen Kalken.

Vom Pamir, aus Afghanistan und aus Belutschistan ist die norische Stufe bekannt, aber bisher noch keine ältere Trias.

Die norische Transgression findet sich bei Kendai auf Westborneo und über oberkarbonischem Fusulinenkalk im Padang-Hochlande an der Westküste Sumatras nach der Altersdeutung der dortigen Schichten durch Wanner und Diener. Norische Transgression nimmt Diener (a. a. O., S. 116) ferner auf Serang, Savu, Buru und Misol an, wo bisher keine ältere Trias gefunden ist. Überhaupt ist die obertriadische Transgression des Malayischen Archipels in der Hauptsache norischen Alters. Pseudomonotis ochotica, das bekannte Leitfossil der norischen Zeit, wird von Timor und Rotti angegeben, wo aber auch die karnische Stufe entwickelt ist.

Das gilt auch für Japan, wo aber die norischen Schichten mit Pseudomonotis ochotica viel verbreiteter als die karnischen sind und diskordant und übergreifend auf vortriadischem Gebirge liegen. Von dem nach Diener anzunehmenden stratigraphischen Hiatus zwischen anisischer und norischer Stufe in der Provinz Rikuzen war schon die Rede.

Der karnischen folgt auf Neukaledonien und Neuseeland die norische Stufe mit Pseudomonotis Richmondiana (aus dem Formenkreise der Pseudomonotis ochotica); dabei greifen aber wenigstens auf Neukaledonien die Pseudomonotis-Schichten über die karnische Stufe hinaus.

Auch in den arktischen Gebieten erfährt die Transgression, die in der karnischen Zeit eingesetzt hatte, eine Steigerung. So finden wir die Formengruppe der Pseudomonotis ochotica, von Japan ausgehend, am Ochotskischen Meere (Kap Dugardja), im Werchojanskischen Gebirge, an der unteren Lena, am Olenek, auf der Neusibirischen Insel Kotelny und höchstwahrscheinlich auch auf Spitzbergen.

Pseudomonotis ochotica charakterisiert ferner die norischen Ablagerungen in Alaska und Britisch-Kolumbien, in Nevada, Kalifornien und in den südamerikanischen Anden (Kolumbien und Peru).

So ist die Pseudomonotis ochotica mit ihren Varietäten die weit verbreitete Leitform in den pazifischen und borealen Gebieten und das Symbol der dortigen norischen Transgression. Vom Pazifik geht sie westwärts nicht über Timor hinaus und so fehlt sie auch schon in den südasiatischen Hochgebirgen, z. B. im Himalaya. Sie erscheint überraschender Weise wieder im Gebiete des Schwarzen Meeres, nämlich im Kaukasus und auf der Krim, während sie der europäischen Tethys im übrigen fehlt. An eine direkte Einwanderung vom Pazifik her, in dem Diener die Heimat dieser Formengruppe sieht, ist bei ihrem sonstigen völligen Fehlen in der asiatischen Tethys schwer zu denken. Aber war mit der norischen Transgression vielleicht die alte direkte Verbindung vom Arktischen Meere zur Tethys entlang dem Ural vorübergehend wieder hergestellt worden, die vielleicht auch zur Zeit der untertriadischen Transgression eingetreten war?

Die obertriadische Transgression erweist sich also, mag sie gleich der untertriadischen auch hinter vielen anderen Transgressionen in bezug auf ihr Ausmaß erheblich zurückstehen, als ein sozusagen kosmopolitisches Ereignis, und das gilt ganz besonders für die norische Zeit. Hier liegt aber der Höhepunkt nicht nur der obertriadischen, sondern überhaupt wohl der triadischen Meeresausdehnung. Zwar gibt es wichtige Gebiete, in denen die pelagische Untertrias und nicht die Obertrias nachgewiesen worden ist, wie die astrachanische Steppe und die anschließende aralo-kaspische Niederung, wie gewisse Teile Zentralasiens und die Insel Madagaskar. Aber dem steht die ungleich gesteigerte Ausdehnung der Obertrias in den arktischen Gebieten, rings um den pazifischen Ozean und schließlich auch in den Alpen als erheblich größerer Gewinn gegenüber.

d) Die rhätische Regression

In den Gebieten der pelagischen Trias folgt auf die norische Transgression eine Regression von einem solchen Ausmaße, daß nur in verhältnismäßig wenigen Gebieten Spuren des rhätischen Meeres überliefert sind. Wir kennen, — wenn wir zunächst wieder von den Gebieten der germanischen Trias absehen, — rhätische marine Sedimente in Europa aus den Alpen und Karpathen, aus Dalmatien, den kroatisch-slavonischen Inselbergen und Albanien, aus Mittelitalien, Sizilien, Elba und Euböa, aber ganz offenbar ist das Meer gegenüber der norischen Zeit ungemein eingeschränkt. Das scheint auch für die asiatischen Gebiete zu gelten, wo marines Rhät in der Zone der jungen Hochgebirge in Persien und Afghanistan und vielleicht auch im Himalaya

und ferner auf der Hinterindischen Halbinsel (rhätische Napeng-Schichten) in den Schan-Staaten, im nördlichen Laos, am Golf von Tonkin und wohl auch auf Malakka bekannt ist. Die Schichten von Padang in Westsumatra sind aber nach Wanner und Diener nicht rhätisch, sondern norisch.

In den weiten arktischen und pazifischen Verbreitungsgebieten der marinen karnischen und norischen Stufe ist das Rhät, soweit überhaupt vorhanden, rein kontinental entwickelt. Auf diese Weise gibt sich die rhätische Regression z. B. auf Spitzbergen, in Japan, auf Neuseeland, im pazifischen Nordamerika (Kalifornien), in Mexiko und im pazifischen Südamerika zu erkennen.

e) Die Regelwidrigkeit der Meeresschwankungen in der germanischen Trias

Den Kanon der Meeresbewegungen bezeichneten wir als eine auf statistischem Wege ermittelte „Regel“, von der es Ausnahmen gibt, in manchen Zeiten mehr, in anderen weniger. Solche sind in den vorstehenden Ausführungen schon in reichlicher Zahl hervorgetreten.

Die Triaszeit kennt nun einen ganz besonders auffälligen Ausnahmefall von dem soeben auf Grundlage der Meeresbewegungen der pelagischen Trias festgestellten Kanon.

Er betrifft die sog. germanische Trias.

Die Sedimentation der germanischen Trias vollzieht sich unter ziemlich ununterbrochen fortgehenden Beckenabsenkungen und Beckenerweiterungen. Die Beckenabsenkungen ergeben sich aus der großen Mächtigkeit der Sedimente, die auf deutschem Boden bis zu 1500 m anschwellen, die Extensionen aus der geographischen Verteilung der einzelnen Triasstufen und gewissen Faziesverhältnissen. So haben wir z. B. in Deutschland

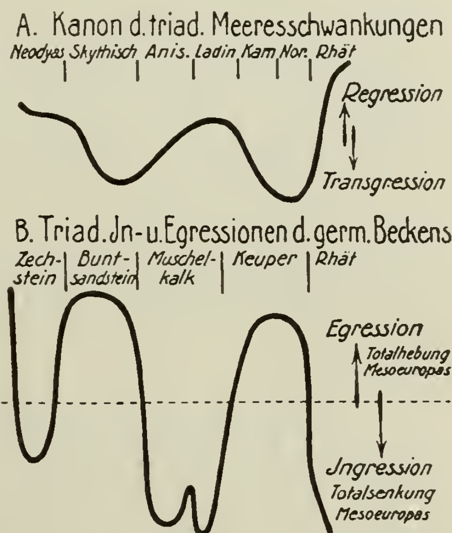


Fig. 9. Die „kanonischen“ und germanischen Meeresbewegungen der Trias (vgl. St. XII, S. 94)

starke Extensionen im Buntsandstein,
geringe Extensionen im Muschelkalk,
starke Extensionen im Keuper,
starke Extensionen im Rhät.

Ein mehrfacher Wechsel von Trans- und Regressionen (In- und Egressionen) ist ja nun in der germanischen Trias erkennbar. Insbesondere ergibt sich, abgesehen von Einzelschwankungen, für die Zeit

des Buntsandsteins	eine Regression,
des Muschelkalks	eine Transgression,
des Keupers	eine Regression,
des Rhäts	eine Transgression.

Das gilt aber nun nicht nur für Deutschland, sondern für die gesamte „germanische“ Trias mit Ausnahme peripherer Teile, in die wohl wegen ihrer etwas höheren Lage das Muschelkalkmeer nicht gelangen konnte.

Alles in allem verhalten sich die Meeresbewegungen der pelagischen und der germanischen Trias sozusagen entgegengesetzt, wie in Fig. 9 veranschaulicht ist. Ich komme hierauf noch zurück (s. S. 381 u. 382).

C. Das Haugsche Gesetz der Trans- und Regressionen

1. Der Inhalt des Haugschen Gesetzes der Trans- und Regressionen

Das von Haug[1]) im Jahre 1900 erkannte Gesetz der Trans- und Regressionen („Loi des transgressions et des régressions“) sagt folgendes:

> Jedesmal, wenn eine bestimmte Schicht über Festländer („Aires continentales“) transgrediert, verhält sie sich regressiv in den Geosynklinalzonen,

und umgekehrt:

> Jedesmal, wenn eine bestimmte Schicht in den Geosynklinalzonen transgrediert, verhält sie sich regressiv über den Festländern,

d. h. also:

> Transgressionen über Festlandsgebieten werden kompensiert durch Regressionen in Geosynklinalzonen und umgekehrt.

In gewissem Sinne hat Haug Vorläufer in Hébert, de Grossouvre und Frech gehabt, die schon für Einzelfälle die Gegensätzlichkeit des Verhaltens der Meere in verschiedenartigen Gebieten zu erkennen geglaubt hatten.

Es ist hier zunächst wieder darauf hinzuweisen, daß Haug unter „Geosynklinalen“ nicht ganz allgemein die „säkulär sinkenden Sedimentationsräume“ versteht, sondern nur einen Teil der letzteren, nämlich die zwischen zwei relativ stabilen Massen liegenden, besonders mobilen Zonen der Erdkruste, die im allgemeinen bathyale Sedimentation zeigen, aus denen später die Faltengebirge hervorgehen und in denen die tektonischen Vorgänge „longitudinal“, d. h. posthum zum älteren Unter-

[1]) Géosynclinaux etc., a. a. O., S. 683; Traité de Géologie, S. 505.

grunde, verlaufen. Demgegenüber rechnet er die „Aires d'Ennoyage", d. h. die Senkungen quer zum Streichen des Untergrundes, zu den Festlandsschwellen.

Hinsichtlich der Kritik dieser Auffassung des Begriffes Geosynklinale verweise ich auf die früheren Ausführungen. Wenn man aber das Haugsche Gesetz einer kritischen Betrachtung unterziehen will, so muß man natürlich auch die Haugsche Auffassung von „Geosynklinalen" und „Festlandsgebieten" („Extrageosynklinalgebieten") zugrunde legen, und im Haugschen und nicht in dem auf S. 6 entwickelten Sinne sind diese Begriffe also auch in den nachfolgenden Ausführungen zu verstehen.

Bei der Untersuchung der Meeresbewegungen sind wir von denjenigen des Alttertiärs ausgegangen. Wir betrachten nun auch zunächst diese hinsichtlich der Frage, ob sich bei ihnen das Haugsche Gesetz bestätigt.

Die Frage ist zu verneinen.

Die Regression nach dem Obersenon ist eine ganz allgemeine Erscheinung sowohl in Extrageosynklinal-, wie Geosynklinalgebieten.

Die Transgression des Mittelpaläozäns finden wir in den Extrageosynklinalgebieten Nordfrankreichs, Belgiens, Hollands, Südenglands und Südrußlands, wie in den Geosynklinalzonen des Pyrenäengebietes, Istriens und Dalmatiens.

Auch die untereozäne Transgression betrifft sowohl Geosynklinalzonen (Vicentin, Karpathen, Kaukasus, Kalifornien), wie Aires continentales (Nordfrankreich, Belgien, England). Unbekannt sind bisher, wie mir scheint, die Regressionen, die diese Transgressionen kompensieren würden.

Über Festlands- und Geosynklinalzonen dehnten sich auch im Mitteleozän die Meere in starkem Umfange aus, und die nach dem Haugschen Gesetze zu erwartenden kompensativen Regressionen fehlten oder waren sicher außerordentlich beschränkt.

Im Unteroligozän ging die Transgression über weite europäische Kontinentalgebiete hin und dabei auch in die große Depression, die von der Nordsee zum Kaspi reichte und auch östlich des Urals eine Fortsetzung hatte. Aber sie hat auch in Geosynklinalgebieten (z. B. Französischen Alpen) nicht gefehlt.

Im Mitteloligozän erfolgten die Transgressionen gleichfalls in geosynklinalen und extrageosynklinalen Gebieten. Es wurde nun (vgl. S. 293) auf die erhebliche Einschränkung des mitteloligozänen Meeres gegenüber dem unteroligozänen in Osteuropa hingewiesen, wobei allerdings die Möglichkeit offen gelassen wurde, daß es sich dort — entsprechend gewissen vormitteloligozänen negativen Bewegungen in West-

europa — schon um eine vormitteloligozäne Regression gehandelt habe, der dann eine Transgression nicht mehr gefolgt ist. Auf keinen Fall liegt hier aber eine Bestätigung des Haugschen Gesetzes vor; denn sowohl in den Transgressionsgebieten von Nordfrankreich, Belgien, England, Deutschland usw., wie in den Regressionsgebieten des Ostens handelt es sich um extrageosynklinale Räume im Sinne Haugs.

Und endlich geschah die Einengung der oberoligozänen Meere sowohl auf Kosten geosynklinaler wie extrageosynklinaler Zonen.

Das Haugsche Gesetz der kompensativen Meeresbewegungen bestätigt sich also schon nicht in dem zunächst betrachteten Falle der alttertiären Trans- und Regressionen. Ihm kommt also mindestens keine Allgemeingültigkeit zu. Überhaupt stehen sich die Haugsche Auffassung, die weitgehende Zustimmung gefunden hat und für die unter den deutschen Geologen z. B. Dacqué mit großem Nachdruck eingetreten ist, und die von mir vertretene Auffassung, daß für gewisse Zeiten eine vorherrschend regressive, für andere Zeiten eine vorherrschend transgressive Tendenz, unbekümmert um die Art des Untergrundes, erkennbar sei, scharf gegenüber.

Es liegt nahe, zunächst einmal solche Fälle kritisch zu betrachten, in denen nach Haug das Gesetz der kompensativen Meeresbewegungen in besonders überzeugender Weise erkennbar sein soll.

2. Nachprüfung des Haugschen Gesetzes an Hand von Einzelfällen

a) Die paläozoischen Meeresbewegungen und das Haugsche Gesetz

α) Kambrium

Im Unterkambrium erkannten wir bei früheren Ausführungen (s. S. 296) sehr weitgehende Transgressionen. Sie erfolgten sowohl in damaligen Extrageosynklinalgebieten (Baltischer Schild, Sibirische Tafel), wie auch in damaligen Geosynklinalzonen (England, Norwegen, Trog der Appalachien, Australien). Ebenso transgredierte im Mittelkambrium das Meer sowohl in Geosynklinalen (norwegisches Hochgebirge, Südeuropa, wohl auch Böhmen und Anden), wie auch in Extrageosynklinalgebieten („Saint Croix Invasion" im Süden des Kanadischen Schildes). Die Regression, auf die in Esthland aus dem Fehlen des Mittelkambriums zu schließen ist, wird häufig als extrageosynklinal der geosynklinalen Transgression in Böhmen gegenübergestellt. Aber das Bestehen der großen extrageosynklinalen Transgression in Nordamerika usw. zeigt, daß es sich in Esthland um einen Ausnahmefall nicht nur gegenüber Geosynklinal-, sondern auch Extrageosynklinalgebieten handelt.

Was nun das Oberkambrium anlangt, so gibt es viele Gebiete, in denen es fehlt, während Mittelkambrium vorhanden ist, und andere, in

denen Oberkambrium bei fehlendem Mittelkambrium transgrediert. Es ergab sich (S. 298) eine voroberkambrische Regression, der dann eine oberkambrische Transgression folgte.

Diese voroberkambrische Regression ist aber in Nordamerika (Denudationslücken unter dem Oberkambrium) und in Sibirien (Fehlen des Oberkambriums) in Geosynklinalgebieten angedeutet.

Wenn also Haug der großen extrageosynklinalen oberkambrischen Transgression Nordamerikas und derjenigen der Ostseegebiete regressive Bewegungen in den Geosynklinalgebieten des Armorikanischen Massivs, Böhmens und vielleicht auch Südeuropas gegenübergestellt, während in der gleichfalls geosynklinalen Salt Range eine lagunäre Fazies über dem marinen älteren Kambrium das Oberkambrium vertreten soll, so vergleicht er Vorgänge, die ungleichaltrig oder jedenfalls nicht als gleichaltrig erweisbar sind.

Dazu könnten in Böhmen und im Armorikanischen Massiv die nachmittelkambrisch-voruntersilurischen Regressionen schließlich auch im allerjüngsten Kambrium eingetreten sein, d. h. zu einer Zeit, als in Nordamerika die Transgression des Potsdam-Sandsteins schon weit fortgeschritten oder gar schon beendet war. Für Böhmen würde das zutreffen, wenn dort, wie R. Kettner jetzt annimmt, auch Oberkambrium zwischen dem Mittelkambrium und dem übergreifend liegenden Untersilur vertreten wäre. Und dürften wir von einer oberkambrischen Regression nicht mit gleichem Rechte wie in den europäischen Geosynklinalgebieten auch in den weiten Extrageosynklinalgebieten des nördlichen Asiens sprechen? Aber hier wie dort ist sie wohl schon voroberkambrisch.

β) Silur

In bezug auf das Silur macht Haug (s. Traité, S. 663) geltend, daß die obersilurische (gothlandische) Transgression kein universelles Phänomen, sondern an die Kontinentalgebiete gebunden und durch regressive Bewegungen in Geosynklinalgebieten ausgeglichen sei. In diesem Sinne wird auf das Fehlen des Obersilurs im Westen Nordamerikas von Alaska bis Mexiko und in den südamerikanischen Anden, wie auch auf die Verhältnisse in England und Wales verwiesen. Auch Frech (Lethaea palaeozoica, S. 110) hatte schon das Fehlen des Obersilurs in den südlichen Rocky Mountains seiner weiten Ausdehnung in anderen Gebieten gegenübergestellt. Aber in allen diesen Fällen, die auch Haug mit den orogenen Bewegungen der takonischen, also vorgothlandischen Faltungsphase in Verbindung bringt, handelt es sich doch nicht um gothlandische, sondern um vorgothlandische Regressionen, während die gothlandische Zeit auch in den takonisch gefalteten Gebieten, oder wenigstens in einzelnen von ihnen, wieder Überflutungen aufweist.

Das Bild ist m. E. folgendes: Im Ausgange des Untersilurs haben wir weitgehende Regressionen; sie treten ganz besonders in Geosynklinalgebieten infolge der takonischen Faltung ein, fehlen aber auch nicht in sog. Extrageosynklinalgebieten, wie Beispiele in Nordamerika zeigen. Danach nimmt die positive Meeresbewegung ihren Fortgang, z. T. unter Wiedergewinn der zur Zeit der takonischen Faltung verlorengegangenen Gebiete, z. T. unter Gewinn neuer.

Zu letzteren gehören aber nicht nur extrageosynklinale Gebiete, sondern auch solche von geosynklinaler Art, wie der Timan und die Halbinsel Waigatsch.

γ) Devon

Auch die Meeresbewegungen der devonischen Zeit bestätigen nicht das Haugsche Gesetz der kompensativen Meeresbewegungen, geben aber um so mehr Beispiele für die Gleichsinnigkeit der Meeresveränderungen in Geosynklinal- und Extrageosynklinalgebieten.

Von der großen Regression in der Übergangszeit zwischen Silur und Devon wurden sowohl Geosynklinal-, wie Extrageosynklinalgebiete betroffen. Es mag genügen, auf die Geosynklinalgebiete Nord- und Mitteleuropas, die Stätten der damals eintretenden jungkaledonischen oder der nachfolgenden variscischen Faltung einerseits, auf die Russische Tafel, die Sibirische Tafel, den Kanadischen Schild und die Brasilische Masse andererseits zu verweisen.

Die Transgression des älteren Unterdevons betraf zwar hauptsächlich Geosynklinalgebiete im Sinne Haugs, aber in der Brasilischen Masse, wo sie nach Untersuchungen von J. M. Clarke gleichfalls altunterdevonisch war, handelt es sich doch um ein Extrageosynklinalgebiet. Überhaupt ist recht bemerkenswert, daß ein- und dieselbe Transgression in Südamerika einerseits die Anden und andererseits die Brasilische Masse überflutete. Dazu stehen den Transgressionen in den Geosynklinalgebieten — und das würde doch die Forderung aus dem Haugschen Gesetze sein — Regressionsvorgänge in Kontinentalgebieten nicht gegenüber. Im jüngeren Unterdevon greift das Meer z. B. im Polnischen Mittelgebirge und auf der Iberischen Halbinsel über damalige Geosynklinalzonen und in dem schon damals an die Afrikanische Masse angegliederten Saharagebiete über eine Kontinentalschwelle hinweg.

Die Transgression des Mitteldevons überflutet bedeutsame Extrageosynklinalzonen, wie den Kanadischen Schild und die Russische Tafel, und ausgedehnte Geosynklinalgebiete, wie in Europa und Zentralasien erkennbar ist. Wir suchen auch in diesem Zeitabschnitte des Devons vergeblich nach den Regressionen, die als kompensativ gegenüber derartig großen Transgressionen in Betracht kommen könnten.

Auch im Oberdevon vollzieht sich trotz verschiedener örtlicher Abweichungen die Bewegung der Meere einigermaßen einheitlich, —

unbekümmert um den geosynklinalen oder extrageosynklinalen Charakter des Untergrundes.

Unter dieser Sachlage ist es nicht verwunderlich, daß das von Haug hinsichtlich der kompensativen Meeresbewegungen der Devonzeit beigebrachte Material dürftig ist. Die schrittweise Ausdehnung des Meeres mit dem Maximum im oberen Mitteldevon und unteren Oberdevon und die Regression im oberen Oberdevon sollen nach ihm charakteristisch für die Geosynklinalgebiete sein. Dabei werden aber unzweifelhafte Festlandsgebiete, wie die nordwestliche Randzone des Kanadischen Schildes und die Brasilische Masse, die aller sonst von Haug von Geosynklinalzonen geforderten Eigenschaften (labile Zonen mit starker Sedimentation und nachfolgender Faltung) entbehren, zu „Geosynklinalzonen“ nur deswegen gemacht, weil die Senkung, der die Transgression folgte, ihre Längserstreckung im Sinne der Faltung des älteren Untergrundes gehaht haben soll. Ein Beispiel für die mitteldevonische Regression in den Festlandsschwellen will Haug in dem damaligen nordeuropäischen Kontinent sehen. Aber hier ist doch das ganze Devon, soweit überhaupt vorhanden, als Old Red, also kontinental, entwickelt, und von einem „Rückzuge des Meeres im Mitteldevon“ kann doch nicht die Rede sein, wenn das Meer vorher nicht dagewesen ist. Tatsächlich hat Haug (Géosynclinaux etc., S. 693) hier auch nur die Hebung des Bodens im Auge, die sich z. B. in Schottland in der Diskordanz zwischen unterem und oberem Old Red andeutet und die nach der von mir gegebenen Definition der Begriffe unzweifelhaft orogener, nach Haug aber als angebliche „Surélévation transversale“ „epirogener“ Art ist. Auch Frech (a. a. O., S. 256) hatte schon von einer Kompensation der positiven Meeresbewegungen des oberen Mitteldevons durch einen „Rückzug der Binnenseen“ des englischen Old Red gesprochen.

δ) Karbon

Zugegeben, daß die gleichzeitig mit der bretonischen Phase der variscischen Faltung eintretenden und räumlich beschränkten Verlandungen zwischen Oberdevon und Unterkarbon vorherrschend an die mobileren Zonen der Erdkruste gebunden sind, so kennen wir sie doch auch aus extrageosynklinalen Gebieten, z. B. dem zentralen Nordamerika (Mississippi-Gebiet); vor allem sind aber die von der Haugschen Regel als Kompensationen geforderten damaligen Transgressionen über die stabileren Erdzonen nicht nachweisbar.

Die unterkarbonische Transgression geht über extrageosynklinale und geosynklinale Gebiete dahin, über extrageosynklinale z. B. in den ehemaligen Old Red-Gebieten Nordeuropas und im Mississippigebiete, über geosynklinale im variscisch-armorikanischen Europa, Zentralasien und den Rocky Mountains. Daß der Höhepunkt der unter-

karbonischen Meeresbewegung in der Visé-Stufe liegt, trifft gleichfalls für Gebiete beiderlei Art zu.

Auch die Regression zwischen dem unteren und dem oberen Unterkarbon ist sowohl eine Erscheinung der mobileren wie der stabileren Erdbezirke; ich verweise nur auf die Verhältnisse in den Vereinigten Staaten, wo von ihr einerseits die Geosynklinalzonen des Ostens und Westens und andererseits die Extrageosynklinalgebiete der Mitte betroffen wurden.

Die („vormoskovische“) Regression an der Wende von Unter- und Oberkarbon, d. h. in der Zeit der sudetischen Gebirgsbildung, ist begreiflicherweise in den der Faltung unterliegenden Geosynklinalen, z. B. der Tethys, wieder besonders evident; aber auch Extrageosynklinalgebiete, wie Irland, Schottland und die Zentralgebiete der Vereinigten Staaten, werden von ihr betroffen.

Was die oberkarbonischen Transgressionen anlangt, so zeigen sich zwar die moskovische wie die uralische sowohl in Geosynklinal- wie Extrageosynklinalzonen. Aber unverkennbar ist doch, daß die ältere, die moskovische, Extrageosynklinalgebiete, die jüngere, die uralische, Geosynklinalgebiete bevorzugt. Ich verweise auf die moskovische Transgression in den Extrageosynklinalgebieten der zentralen Sahara und des Suezgebietes, des nordwestlichen Rußlands, der Bäreninsel, Nordchinas und des arktischen und zentralen Nordamerikas, denen auch Überflutungen geosynklinaler Zonen im Atlasgebiete und Zentralasien zur Seite stehen. Ich verweise andererseits auf die uralischen Transgressionen über die Geosynklinalzonen des südlichen und besonders südöstlichen Europas, Zentralasiens, Indochinas, Japans, des Felsengebirges und der Anden, neben denen zwar auch Überflutungen extrageosynklinaler Zonen im arktischen Nordamerika und im Amazonas-Gebiete vorkommen. Man gewinnt den Eindruck, daß die sudetische Faltung in vielen Geosynklinalzonen so kräftig gewirkt hat, daß im allgemeinen nicht schon in der moskovischen, sondern erst in der uralischen Zeit die Senkungen wieder soweit fortgeschritten waren, daß neue Überflutungen eintreten konnten. Haug (Traité, S. 696) faßt die Sachlage nun so auf, daß die moskovischen Regressionen in Geosynklinalgebieten durch moskovische Transgressionen über Festlandsschwellen kompensiert werden, und bei diesen Regressionen hat er diejenigen, die durch die sudetische Faltung herbeigeführt worden sind, nachdrücklich im Auge. Diese Regressionen sind aber schon vor der Moskau-Stufe oder doch in ihrer allerfrühesten Zeit eingetreten. Daß aber die Gesamtheit der moskovischen Transgression in diese kurze Phase zu verlegen sei, ist nicht nur nicht erweisbar, sondern sogar höchst unwahrscheinlich nach den allgemeinen Erfahrungen über die Fortdauer transgredierender Vorgänge. Somit

vergleicht Haug bei seinen Betrachtungen über die Meeresbewegungen des unteren Oberkarbons wieder Vorgänge miteinander, die nicht gleichaltrig sind. Wohl aber sind mit den moskovischen Transgressionen diejenigen Regressionen gleichaltrig, die sich in der nördlichen Vortiefe des Variscisch-Armorikanischen Gebirges und anschließend hieran auch in weiter nördlich liegenden Teilen der Britischen Inseln, wie auch südlich des Armorikanischen Gebirges in Asturien, durch das allmähliche Zurücktreten der paralischen Lagen innerhalb der Saarbrücker Stufe zu erkennen geben. Hier handelt es sich um eine Ausnahme gegenüber den sonstigen Erfahrungen über das Verhalten der Meere in der moskovischen Zeit, die wohl durch Sonderverhältnisse bedingt ist, — vielleicht durch außerordentlich beträchtliche Zuführung klastischer Materialien, die trotz der starken Bodensenkungen in der subvariscischen Rinne zu einer Verdrängung des Meeres führten. Diese Regression betraf aber nicht nur die eigentliche subvariscische Vortiefe, sondern auch deren starke Erweiterung nach Norden in den kaledonisch gefalteten Gebieten der Britischen Inseln, die ja Haug (Traité, S. 835) als Schauplatz epirogener Bewegungen, d. h. in seinem Sinne als extrageosynklinale Gebiete, behandelt.

Die Gleichzeitigkeit der moskovischen Transgression in vielen extrageosynklinalen Gebieten mit den eine gewisse regressive Tendenz verratenden Vorgängen in der subvariscischen Saumsenke und in Asturien ließe sich als Beispiel für das Haugsche Gesetz verwerten, wenn nicht eben in anderen Teilen der Erde moskovische Transgressionen auch Gebiete von geosynklinaler Art betroffen hätten. Damit erscheint die moskovische „Regression“ in der variscischen Saumtiefe nicht als Bestätigung einer Regel im Sinne Haugs, sondern als eine durch eigenartige Sonderverhältnisse bedingte Ausnahme von der Regel des gleichzeitig-gleichsinnigen Verhaltens der Meeresbewegungen.

Die Transgression des oberen Oberkarbons, die, wie gesagt wurde, ganz besonders in Geosynklinalgebieten eingetreten ist, soll nach Haug durch regressive Vorgänge in den Festlandsschwellen kompensiert sein. Demgegenüber wies ich schon darauf hin, daß diese Transgressionen auch über festländische Gebiete gegangen sind, während regressive Bewegungen als Ausnahmefälle auch in geosynklinalen Zonen, wie dem Uralgebiete, vorkommen.

ε) Dyas

Die geringere Ausdehnung der Meere der unterdyadischen gegenüber der oberkarbonischen Zeit ist sowohl im Geosynklinalgebiete der Tethys, als auch in Extrageosynklinalgebieten, z. B. Mittelrußland und Zentralnordamerika, erkennbar. Die Regression im jüngeren Unterperm beobachten wir gleichfalls sowohl in Geosynklinalzonen, z. B. der

Tethys (Karnische Alpen, Pyrenäen), als auch in Extrageosynklinalzonen, wie weithin in Rußland. Endlich ist die oberpermische Transgression eine Erscheinung in Gebieten von beiderlei Art, wie sich einerseits aus der Transgression des Bellerophon-Kalkes in den Südalpen und Dinariden und anderseits aus der Zechsteintransgression des östlichen und mittleren Europas ergibt.

b) Die triadischen Meeresbewegungen und das Haugsche Gesetz

In einem vorangegangenen Kapitel ist der Kanon der pelagischen Trias abgeleitet worden. Seine graphische Darstellung ist in Fig. 9 (S. 321) erfolgt. Er gründet sich in der Hauptsache auf Meeresbewegungen in den Geosynklinalgebieten, denn an sie ist die pelagische Trias zu einem wesentlichen Teile gebunden. Aber sie greift auch auf manche Festlandsgebiete weit über, — und auch dann verlaufen die Meeresbewegungen im Sinne des Kanons. Es sei z. B. auf die untertriadische Transgression und die mitteltriadische Regression in Südrußland und der aralo-kaspischen Steppe verwiesen, wie auch auf die untertriadische Regression, auf die große Beschränktheit der anisischen und das bisherige Unbekanntsein sicherer ladinischer Ablagerungen, auf die karnische und in der norischen Zeit noch gesteigerte Transgression und endlich auf die rhätische Regression in den arktischen Gebieten Europas und Asiens (St. XII, S. 95).

Als bedeutsame Ausnahme vom Kanon der Meeresbewegungen erkannten wir die germanische Trias, die in der Hauptsache in Extrageosynklinalgebiete entfällt (vgl. S. 321/322). Man würde in ihr vielleicht eine Bestätigung des Haugschen Gesetzes erblicken können, — wenn eben der Kanon sich nur auf die Meeresbewegungen der Geosynklinalgebiete und nicht auch auf recht bedeutsame in Extrageosynklinalgebieten gründete. Die Meeresbewegungen der germanischen Trias erscheinen also als abweichend sowohl gegenüber geosynklinalen wie extrageosynklinalen Gebieten.

c) Die jungjurassischen Meeresbewegungen und das Haugsche Gesetz

α) Oxford

Der Höhepunkt der großen mitteljurassischen Transgression ist etwa in die Zeit des tieferen Oxfords zu verlegen und fällt etwa mit der „argovischen“ Transgression[1]) in Mittel- und Südwesteuropa

[1]) Die argovische Transgression hat ihren Namen nach der weithin transgredierenden Stufe des Argoviens (Transversariusschichten), die im Aargau ihren Namen erhalten hat, dort allerdings nicht transgredierend, sondern in lückenloser Überlagerung der älteren Horizonte auftritt.

zusammen, die uns besonders Haug geschildert hat. Diese argovische Trangresssion gleicht zwar zum Teil nur einen kurz vorher eingetretenen Meeresrückzug aus, erobert aber außerdem noch neue Gebiete.

Im Laufe des Oxfords und ganz besonders des oberen Oxfords gibt sich dann an vielen Stellen eine gewisse Einschränkung und Verflachung der Meeresräume zu erkennen. Koralligene Bildungen erscheinen weithin in Mittel- und Westeuropa (Nordwestdeutschland, England, Frankreich), und überhaupt setzt eine stärker neritische Fazies ein. Auch Haug hebt die negative Meeresbewegung im oberen Oxford hervor (vgl. u. a. Géosynclinaux etc., S. 704). Am Nordrande der Rheinischen Masse („Ardenneninsel“ Neumayrs) schiebt sich in Westfalen und Westhannover der Strand vor, und auch in anderen Gebieten der Erde scheint das jüngere Oxford in stark eingeengter Umgrenzung vertreten zu sein. Das scheint z. B. für die Südkarpathen, Rußland, die arktischen Gebiete, Ostafrika und Nordamerika zu gelten. Aus der südamerikanischen Kordillere kennen wir einen nach dem oberen Callovien sich vollziehenden allgemeinen Meeresrückzug, der in Argentinien usw. zunächst zur Bildung gewaltiger Gipsmassen und danach roter Sandsteine und Konglomerate führt.

Haug nahm 1900 (Géosynclinaux etc., S. 702) im Oxford wie im Lias und Unteren Dogger eine auffällige Übereinstimmung in den Meeresbewegungen der alpinen und extraalpinen Gebiete an, und in beiden ruht häufig, so hob er hervor, die Zone mit Peltoceras transversarium auf wechselnden Schichten der älteren Juraserie. Später (Traité, S. 1132) scheint er zwar die Ansicht zu vertreten, daß bis zu einem gewissen Grade auch im Oxford, wie angeblich in allen Stufen des Juras, seine Grundregel der Trans- und Regressionen sich bewahrheite, indem die argovische Transgression im Vorlande der Alpen durch extraalpine Verflachungen des Meeres (Korallenriffe!) kompensiert sei. Nun ist aber erstens die argovische Transgression, — und das schreibt auch Haug —, ebensogut eine Erscheinung in alpinen Gebieten (Glarner Alpen, Romanische Voralpen, subalpine Ketten der Französ. Alpen) wie an den Rändern der außeralpinen Massive (Böhmische Masse, Zentralplateau, Iberische Meseta), und zweitens ist sie als Ereignis des Unteroxford älter als wenigstens die Hauptmasse der durch den angeblichen kompensativen Vorgang begünstigten extraalpinen Verflachungen, die Haug vorschwebten.

β) Kimmeridge

Der Kimmeridge bringt gegenüber dem Oberoxford wieder eine Erweiterung der Meere, wenn auch nur eine verhältnismäßig geringe. In England, Frankreich und Norddeutschland kommt schon in den faziellen Verhältnissen eine etwas größere Meerestiefe vielfach zum Ausdruck, und in diesem Sinne spricht auch Haug (Traité, S. 1132) „im Vorlande

der Alpen“ von der Rückkehr der bathymetrischen Verhältnisse des oberen Kelloway („Oxfordien“ bei Haug). Aber daneben erkennen wir Neuüberflutungen. So stößt das Meer am Nordrande der Rheinischen Masse etwas südwärts vor, während ausgedehntere Transgressionen aus Podolien und dem östlichen Galizien (Podolische Platte), hier über Old Red, und aus der Dobrudscha bekannt sind, wo der Kimmeridge die grünen Schiefer von Matschin, Hirschowa und Czernawoda flach überlagert und sich wahrscheinlich noch weit südwärts unter der Kreidetransgression erstreckt. Im östlichen Siebenbürgen liegen bei Gyilkos-kö die Acanthicusschichten des Kimmeridge auf Bathonien, bei Hallstadt überdecken sie die Macrocephalenschichten, in den Julischen Alpen mit mächtigen Breccien Trias und Lias, und in Toskana transgredieren bei Camerino Ammonitenschichten des Kimmeridge über Lias. Aus Armenien wird eine Kimmeridgetransgression mit Basalkonglomeraten vom Karabagh durch Oswald (Handb. Region. Geologie) angegeben und mit der Transgression in der Dobrudscha verglichen. Schließlich mag auch mit entsprechender Zurückhaltung darauf verwiesen werden, daß in den Profilen der karpathischen Klippen, der Südalpen und Siziliens kein Oberoxford, wohl aber Kimmeridge, und zwar mit reichen Faunen, nachgewiesen ist.

Demgegenüber soll im Osten Afrikas nach den zusammenfassenden Darstellungen von Dacqué und Krenkel[1]) das Verbreitungsgebiet des Kimmeridge gegenüber demjenigen des Oxfords eingeengt sein. Kimmeridge ist dort vertreten im Antalo-Kalk Abessyniens (Schoa) und des Somalilandes, wie auch auf arabischem Boden im Hinterlande von Aden. Dagegen soll er in Britisch- und Deutsch-Ostafrika nach Dacqué und Krenkel nicht vorhanden sein, während Unter- und Oberoxford bei Mombassa mit reichen Ammonitenfaunen bekannt sind. Aber es darf bei der Bewertung dieser Verhältnisse die Lückenhaftigkeit unserer Kenntnis der Formationen Ostafrikas und ihres Fossilinhaltes nicht übersehen werden. Und tatsächlich scheint auch nach den neuesten Mitteilungen von O. Janensch und W. O. Dietrich mariner Kimmeridge in Deutsch-Ostafrika vertreten zu sein, und zwar in der Serie der Tendaguru-Schichten und transgredierend über Gneis[2]).

[1]) E. Dacqué u. E. Krenkel, Jura und Kreide in Ostafrika. N. J. Beil. Bd. XXVIII, S. 150ff., 1909.

E. Dacqué, Der Jura in der Umgebung des lemurischen Kontinents. Geol. Rundsch. 1910, S. 148ff.

E. Krenkel, Zur Geologie des zentralen Ostafrika. Ebda., S. 205ff., insbes. S. 216.

E. Dacqué, Die Stratigraphie des marinen Jura an den Rändern des pacif. Ozeans. Ebenda 1911, S. 464ff.

[2]) vgl. hierüber die Angaben in E. Kaysers Lehrb. d. Geologie, 6. u 7. Aufl., Bd. IV, S. 103.

Es mag ferner erwähnt sein, daß wir aus der Krim bisher zwar Oxford und Tithon, aber noch keinen Kimmeridge kennen, doch kommt hier die Möglichkeit der Denudation vor der tithonischen Transgression sehr in Frage. Mit der Möglichkeit späterer Abtragung ist auch im Petschoralande und auf Nowaja-Semlja, wo Oberoxford mit Cardioceras alternans noch vorhanden ist, umsomehr zu rechnen, als auch in manchen zentralen Teilen der Russischen Platte, z. B. bei Moskau, eine Denudation des Kimmeridge vor der wolgischen (tithonischen) Transgression eingetreten sein muß.

Versuchen wir nun weiter, die Gesamtheit der bekannt gewordenen Kimmeridge-Vorkommen zu überblicken, so finden wir gewiß bedeutsame Verbreitungsgebiete älterer Juraschichten, in denen Kimmeridge fehlt und z. T. wohl auch nicht zur Ablagerung gekommen ist. Aber hier fehlt im allgemeinen auch schon der tiefere Malm, und besonders dem oberen Oxford gegenüber hat die Meeresbedeckung der Kimmeridgezeit, — trotz möglicher örtlicher Verluste, die vielleicht auch in Nordwestafrika anzunehmen sind —, in ihrer Gesamtheit sicher wieder an Ausdehnung gewonnen.

Alles in allem ist also der Kimmeridge als Zeitabschnitt mit vorherrschend positiver Meeresbewegung, wenn auch verhältnismäßig geringer, zu charakterisieren. Sie gibt sich sowohl auf den stabileren Schwellen (z. B. Ardenneninsel, Podolische Platte, Dobrudscha), wie auch im Bereiche der mobileren Zonen der jüngeren Faltung (z. B. Ostalpen, Südalpen, östlichstes Siebenbürgen, Armenien) zu erkennen.

Haug sah allerdings seine Grundregel der Trans- und Regressionen auch im Kimmeridge bestätigt, indem er als Kompensation für die Kimmeridgetransgression der Festlandsschwellen eine gewisse negative Bewegung in den Geosynklinalzonen annahm. Zur Begründung hebt er im Jahre 1900 (Géosynclinaux et Aires continentales, S. 704) hervor, daß der Kimmeridge außerhalb Europas kaum irgendwo anders wie in Kontinentalgebieten (Libanon, Abessynien, Halbinsel Kutch) angegeben werde. Später (Traité de Géologie, S. 1132) wird namentlich der Gegensatz von Alpen und Alpenvorland (Deutschland, Pariser Becken, England) geltend gemacht, nämlich für das Alpenvorland die schon erwähnte Rückkehr zu den bathymetrischen Verhältnissen des oberen Kelloway, für die Alpen die Tendenz der „Exondation“, Dabei scheint Haug auch die orogenen Bewegungen am Ende des Kimmeridge bezw. zwischen Kimmeridge und Portland im Sinne der Kompensation der Kimmeridgetransgression auswerten zu wollen; doch darf man selbstverständlich nur gleichzeitige Dinge vergleichen, ganz abgesehen davon, daß zu jenem Zeitpunkte auch im „Alpenvorlande“ die Hebungserscheinungen eintraten (s. unter Portland).

Was nun das von Haug hervorgehobene fast gänzliche Beschränktsein des Kimmeridge auf die Schwellengebiete anlangt, so sei demgegenüber nur auf das Vorhandensein dieser Formation in den Geosynklinalzonen der Südalpen, des Kaukasus, Persiens, Armeniens, des Himalaya und Tibets, Kaliforniens, Mexikos und Argentiniens verwiesen und weiter auch auf Madagaskar, wenn man mit Haug die mesozoischen Gebiete dieser Insel als Geosynklinale auffaßt. Und mag gewiß auch in vielen bedeutsamen Geosynklinalen der mesozoischen Zeit der Kimmeridge nicht oder nur unsicher vertreten sein, so trifft das auch schon für die Vertretung des Oxfords oder mindestens des Oberoxfords zu, d. h. es liegt in solchen Fällen keine Regression des Kimmeridge vor, sondern eine von älterem Datum.

Gewiß sind Zeitabschnitte, die keine sehr bedeutsamen Verschiebungen der Meeresräume bringen, nicht sehr geeignet für die Diskussion von Gesetzmäßigkeiten, wie Haug sie angenommen hat. Aber es ist doch wohl sicher, daß unser heutiges Wissen über die Verbreitung des Kimmeridge, auch wenn wir alle in der Beobachtung oder Deutung nicht ganz einwandfreien Verhältnisse unberücksichtigt lassen, das Haugsche Gesetz nicht bestätigt, sondern ihm z. T. widerspricht. Also auch der Kimmeridge ist ein Beispiel gegen die Auffassung, daß für alle Stufen des Juras die Kompensation der positiven und negativen Meeresbewegungen „evident" sei (Traité, S. 1133).

Zu den Ausführungen Dacqués zugunsten des Haugschen Gesetzes ist bezüglich der älteren Malmzeit zu bemerken, daß die einzelnen Malmstufen nicht hinreichend auseinander gehalten werden. In der älteren Zusammenstellung (Geol. Rundschau, 1. Bd., 1910), die den Jura im Umkreise des Lemurischen Kontinents betrifft, ist die „Malmtransgression" nach den angeführten Beispielen z. T. tithonisch, z. T. schon älter; und indem hier Gesteinsfolgen, die Kimmeridge mitumfassen, als Beispiele einer Malmtransgression in Geosynklinalzonen angeführt werden, wird ja Material gegen die Haugsche Regel, die in der Kimmeridgezeit in den Geosynklinalzonen Regressionen verlangt, geliefert. In Dacqués Zusammenstellung über den Jura im Umkreise des Pazifik aus dem Jahre 1911 (Geol. Rundschau, 2. Bd.) handelt es sich im wesentlichen um die Transgression des oberen Malm, d. h. um die tithonische. Unmöglich darf man aber als kompensativen Vorgang für die tithonische Transgression Kaliforniens das Verschwinden des „Ingressionsmeeres der östlichen Gegenden" in Anspruch nehmen, denn die tithonische Transgression erfolgte in Nordamerika im allerjüngsten Oberjura (Obertithon), das östliche „epikontinentale" Meer verschwand aber schon weit früher.

Am Ende des Kimmeridge und vor Beginn der Portlandzeit ist in manchen Gebieten eine Emersion eingetreten.

In Nordwestdeutschland finden wir vielfach Kimmeridge und Unterportland (sog. Gigas-Schichten) in ununterbrochenem Verbande, aber an anderen Stellen liegen die Gigas-Schichten, wie für die Umgegend von Hannover F. Schöndorf geschildert hat, über etwas älteren Schichten des Malm, und dabei führen sie im Deistergebiete an ihrer Basis Gerölle von älteren Juraschichten bis Dogger einschließlich („Völkser Konglomerat"). Diese Verhältnisse stehen in Zusammenhang mit der ältesten Phase der jungkimmerischen Gebirgsbildung („Deister-Phase" Dahlgrüns; vgl. S. 140/141). Auch in Süddeutschland scheinen sich hier und da vorübergehende Emersionen zwischen Kimmeridge und Portland anzudeuten. In Zentralrußland (Gegend von Moskau) ist vor der Ablagerung des Unteren Portlands eine teilweise Zerstörung von Kimmeridgeschichten, die wir mit einer vorübergehenden Verlandung in Verbindung bringen müssen, eingetreten, während allerdings in den Gouvernements Simbirsk, Samara und Orenburg und am Osthange des Urals im Soswagebiete keinerlei Schichtlücke zwischen Kimmeridge und Portland vorliegt. Sodann kennen wir Gebiete, in denen Kimmeridge noch vorhanden ist, während Portland fehlt. So ist es in Sachsen und Böhmen, in Podolien, in der Dobrudscha und auf Mangyschlak, in Syrien, Abessinien und im südlichsten Tunis. Hier dürften Regressionen nach Ablagerung des Kimmeridge anzunehmen sein, mag schließlich im Einzelfalle das heutige Fehlen des jüngsten Juras auch in dessen nachträglicher Zerstörung begründet liegen[1]).

c) Portland

Charakterisierte sich der Ausgang des Kimmeridge als eine Zeit vielfacher Regressionen, — zusammenfallend mit einer orogenen Phase —, so ist das Portland (Tithon, Wolgastufe) eine Zeit vorherrschender positiver Meeresbewegungen. Auf sie ist ja schon oft und nachdrücklich in der Literatur hingewiesen worden. Bleiben wir bei den Verhältnissen Europas, so kennen wir ja zunächst viele Gebiete, in denen die marine Sedimentation des Kimmeridge in derjenigen des Unterportlands ihre ununterbrochene Fortsetzung findet. So ist es z. B. in den subalpinen Ketten der Französischen Alpen und auch in vielen Extrageosynklinalgebieten. Aber eine starke Erweiterung der Meere tritt ein, und namentlich in den sog. Geosynklinalgebieten ergreift es Besitz von Räumen, die vorher, sei es länger, sei es kürzer, fest-

---

[1]) Während der Drucklegung erhalte ich J. Lewinski's „Monographie géologique et paléontologique du Bononien de la Pologne" (Mém. Soc. Géol. France, t. XXIV, fasc. 3—4, Paris 1923). Auch in ihr wird die mit der kimmerischen Gebirgsbildung zusammenhängende Regression zwischen Kimmeridge und Portland (Bononien) in ihrer Bedeutung für die Paläogeographie Europas geschildert.

ländisch gewesen waren. So ist es nach den Darstellungen Haugs[1]) in der Zone des Briançonnais, wie in den vom Briançonnais abzuleitenden Decken des Embrunais und Ubaye, in den romanischen Voralpen und im Rhätikon, hier und da in den nördlichen Kalkalpen (so bei Berchtesgaden und im Salzkammergut), ferner in Südtirol und Krain; so ist es anscheinend ferner in Montenegro, in Mittel- und Süditalien, auf Sizilien bei Taormina, in Tunis und auf der Halbinsel Krim. Aber auch in Schwellengebieten, z. B. Nordwestdeutschland, Polen und Zentralrußland (siehe oben), sind Anzeichen eines Vorrückens des Meeres nach vorangegangener Emersion vorhanden. Die Transgression, vielfach verknüpft mit Diskordanzen, folgte der schon erwähnten orogenen Phase, auf die auch Haug (Traité, S. 1132) hingewiesen hat, und zwar nicht nur in Geosynklinal-, sondern auch in Kontinentalgebieten. Haug führt nun zugunsten der kompensativen Meeresbewegungen der Portlandzeit besonders das Fehlen des Portlands in vielen Schwellengebieten an, die zur Kimmeridgezeit überflutet gewesen waren, Aber hier handelt es sich nach aller Wahrscheinlichkeit um die vorportlandische Regression, die in vielen Fällen wohl mit den erwähnten tektonischen Vorgängen am Ende der Kimmeridgezeit in Zusammenhang gestanden hat, also um einen älteren Vorgang gegenüber der portlandischen Transgression.

So mache ich also zu Haugs Ausführungen in bezug auf das Unterportland folgendes geltend:

1. Das Fehlen des Portlands in Gebieten, in denen mariner Kimmeridge abgelagert worden war, ist nicht Beweis für eine portlandische Regression, sondern kann ebensogut in der vorportlandischen Regression begründet sein, die zwischen Kimmeridge und Portland in einer Phase orogener Vorgänge eingetreten ist.
2. Nicht nur aus Geosynklinal-, sondern auch aus sogenannten Schwellengebieten sind positive Bewegungen des Unterportlands oder wenigstens des älteren Unterportlands nach vorangegangener vorportlandischer Emersion bekannt.

Anderseits ist zugunsten der Haugschen Vorstellungen anzuführen, daß in Norddeutschland, England und einigen anderen Gebieten im jüngeren Teile des Unterportlands sich regressive Vorgänge in der faziellen Entwicklung der Schichten andeuten.

Bei der Beurteilung der Meeresbewegungen im oberen Portland sind wieder orogene Vorgänge zu berücksichtigen, die sich z. B. in Norddeutschland im Liegenden des Serpulits („Osterwald-Phase“ Dahlgrüns; vgl. S. 140/141) zu erkennen geben. Ihnen folgt in Norddeutsch-

---

[1]) Außer „Traité de Géologie“ und „Géosynclinaux etc.“ vgl. auch „Portlandien, Tithonique et Volgien“, Bull. Soc. géol. Fr., Série 3, t. XXVI, 1898, S. 197 ff.

land eine geringe und vorübergehende positive Oszillation des Meeres, die sich in der etwas stärker marinen Fazies des Serpulits gegenüber den Münder Mergeln ausdrückt. Transgressionen der jüngsten oder doch sehr junger Schichten des Portlands sind aus Neu-Seeland, Neu-Kaledonien und Kalifornien beschrieben, d. h. hauptsächlich aus Gebieten einer vorangegangenen sehr bedeutsamen Faltung. In Europa transgredieren nach der Zusammenstellung Haugs („Portlandien etc.", S. 220) jüngstportlandische Bildungen stellenweise in Südtirol, in den rumänischen Karpathen und der Krim, und das gleiche gilt für Tunis. Dem stehen Fälle der Regression des Oberportlands in Nordwestdeutschland, England und Teilen von Rußland, aber auch im Schweizer Jura, also einer Geosynklinalzone, gegenüber.

Haug verlegte das Maximum der tithonischen Transgression in den Ausgang des Tithons (Zeit der Stramberger Schichten). Es ist zuzugeben, daß das etwa diejenige Zeit ist, in der im außeralpinen Europa das Maximum der Regression erreicht wurde.

Auch trotz der stark eingeschränkten Bewertung des Haugschen Beweismateriales, namentlich soweit es älteres Portland betrifft, bleiben also die Verhältnisse Europas in der Portlandzeit als Beispiel im Sinne der Haugschen Vorstellungen wohl verwendbar. Aber was hier in einem einzelnen Zeitabschnitte in einem Teilgebiete der Erde eine immerhin noch einzuschränkende Gültigkeit hat, erweist sich als Ausnahme und nicht als Regel, — schon wenn wir die gesamte übrige Jurazeit bis hinein in das Unterportland vergleichend heranziehen.

d) Die Cenomantransgression und das Haugsche Gesetz

Die cenomane Transgression ist in ihrer großen Bedeutung namentlich durch Sueß in der „Entstehung der Alpen" und im „Antlitz der Erde" geschildert worden. Wir kennen sie, um hier nur einige Beispiele zu nennen, aus Osteuropa (Russische Platte), von der Böhmischen Masse und ihren Randgebieten in Schlesien, Sachsen und der Oberpfalz, aus Norddeutschland, Bornholm und Großbritannien, aus den Randgebieten der Ardennen und des Armorikanischen Massivs, von der Spanischen Meseta, aus der Sahara, Ägypten und vielen anderen Gebieten Afrikas, aus Syrien, Ostindien und Borneo, aus Nordamerika und Brasilien. Andere bedeutsame Kontinentalgebiete blieben zwar von der Transgression verschont, so vor allem, wie Sueß hervorhob, die nordischen.

Kompensative Bewegungen zu diesen Transgressionen über die sog. Festlandsgebiete sollen in den sog. Geosynklinalgebieten erkennbar sein, in denen es zwar auch nicht, wie ich besonders hervorhebe, an Fällen transgressiver Lagerung des Cenomans fehlt (z. B. gewisse Teile der Alpen, Karpathen, Basse-Provence, Pyrenäen, ferner Japan, Kalifornien).

Besonders sprechende Beispiele der cenomanen Regression erblickt Haug nach den Ausführungen im „Traité de Géologie", S. 506, in den Alpen, wo das Senon oft direkt auf Albien oder älterer Unterkreide liegt, und in vielen Teilen der Anden, in denen Albien und Senon vorhanden sind, während Cenoman und Turon fehlen sollen[1]). M. E. verlieren aber solche Beispiele stark an Beweiskraft im Sinne der Haugschen Vorstellungen, wenn wir die zwei großen Orogenesen der Kreidezeit, nämlich

1. die vorcenomane („austrische") und
2. die vor- bezw. frühsenone („subhercynische")

ausreichend in ihrer Bedeutung für die Lückenhaftigkeit der Kreideprofile auswerten.

Zu 1: Die austrische Phase der Gebirgsbildung brachte eine bedeutsame Faltung der alpinen Gebiete, die sich an vielen Stellen, an denen Cenoman und älteres Turon fehlen, zunächst zwar nur als voroberturonen Alters („vorgosauisch") erweist; aber an anderen Stellen transgrediert auch schon Cenoman über den gefalteten Gesteinsmassen, und nirgends besteht eine Diskordanz innerhalb von Cenoman und Turon. So kann ich auch Haug nicht zustimmen, wenn er von einer „Phase de plissement correspondant au cénomanien et au turonien" (Haug, Traité, S. 689; vgl. auch Haug, Géosyncl., S. 698) spricht, — vielmehr handelt es sich hier um eine episodische vorcenomane Faltung, deren Spuren auch außeralpin bekannt sind. Sie brachte Hebungen und Verflachungen weiter Gebiete, d. h. eine starke vorcenomane Regression. Ihr folgte die Transgression, die nun ganz besonders über Festlandsgebiete dahinging, in vielen Geosynklinalgebieten aber infolge der kurz vorher eingetretenen Faltung und Heraushebung im allgemeinen erst später Bedeutung gewann. Und wenn nun in Fällen letzterer Art das Cenoman stellenweise oder ganz fehlt, so dürfen wir doch nicht von einer „cenoman-turonen" Regression sprechen, da die große Regression schon in der orogenen Phase vor dem Cenoman eingetreten war; vielmehr bedeutet das Fehlen von Cenoman und Turon nur die Fortdauer eines vorher erzielten Zustandes.

Zu 2: Auch die subhercynische Gebirgsbildung ist nicht nur aus sog. Schwellengebieten, sondern auch aus Geosynklinalzonen (Französische Alpen, Südalpen, Kaukasus, Atlas) beschrieben worden. Ihr folgten ausgedehnte Abtragungen und danach die senonen Transgressionen, die ja auch Haug als eine ziemlich konstante und überall einer Faltungs-

[1]) Der a. a. O. als Beispiel auch genannte Kaukasus fällt fort, da dort Cenoman und Turon gut entwickelt sind (vergl. Haug, Traité, S. 1265). Ebenso kommen Algier und Tunis wie auch Kalifornien nicht als Beispiele einer allgemeinen cenomanen, sondern höchstens einer turonen Regression in Betracht; in Kalifornien (Haug, Traité, S. 1290) liegt sogar cenomane Transgression vor.

phase folgende Erscheinung der Geosynklinalen charakterisiert. Von den erwähnten Denudationen mußten natürlich die zuletzt abgelagerten Schichtsysteme, d. h. namentlich das Turon und danach auch das Cenoman, ganz besonders betroffen werden, und so erklärt sich gewiß in manchen Fällen das Fehlen von Turon und Cenoman gerade in Geosynklinalgebieten durch vor- bezw. frühsenone Beseitigung. Wenn also z. B. im Atlas das Senon bald auf Cenoman, bald auf Neokom, bald auf noch älteren Schichten liegt (Haug, Géosynkl., S. 687), so ist das Fehlen der mittleren Kreide in beiden letzteren Fällen doch nicht unbedingt der Ausdruck einer cenomanen und turonen Regression, sondern kann sehr wohl die Folge der orogenen Bewegungen und der sich anschließenden Denudationen sein. Auch im Kaukasus liegt das Senon diskordant und transgredierend über sehr verschiedenen Schichten; auch hier mag das örtliche Fehlen der Mittelkreide mit vor- oder frühsenoner Denudation in Verbindung stehen. Bezeichnend sind in dieser Hinsicht die von A. Winkler[1]) aus dem mittleren Isonzogebiete (Südalpen) beschriebenen Verhältnisse. Dort (Julische Vorzone) enthält das Basalkonglomerat des transgredierend und diskordant auf älteren Schichten lagernden Senons in größter Menge neben unterkretazischen auch cenomane und turone Gesteine, die anstehend dort nicht mehr bekannt sind.

Alles in allem können also die Meeresbewegungen der Cenomanzeit nur mit großen Einschränkungen im Sinne der Haugschen Vorstellungen gewertet werden. Das vielfache Fehlen des Cenomans in den sog. Geosynklinalgebieten, aus dem auf seine Regression geschlossen wird, beruht sicher in sehr vielen Fällen auf einer bereits vorcenomanen Regression oder auf nachträglicher (vor- bezw. frühsenoner) Denudation. Daß aber, wie unbedingt zuzugeben ist, die cenomane Transgression ganz besonders die Festlandsschwellen und weniger die sog. Geosynklinalgebiete betroffen hat, erklärt sich wohl dadurch, daß weite Teile der Geosynklinalgebiete nach den unmittelbar vorangegangenen Faltungs- und Hebungsvorgängen noch nicht wieder ausreichend eingeebnet oder versunken waren[2]). Aber die Ungleichgradigkeit der Bewegungen des Meeres in Geosynklinal- und Extrageosynklinalgebieten ist doch noch lange nicht die von dem Haugschen Gesetze geforderte Ungleichsinnigkeit derselben.

---

[1]) A. Winkler, Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. Geol. Staatsanst. 1920, S. 11ff. (vergl. auch Verhandl. Geol. Staatsanst. 1920, Nr. 3).

[2]) Es scheint allerdings auch Fälle zu geben, in denen nach einer orogenen Phase die geosynklinalen Zonen trotz der hier viel stärkeren Faltnng und Heraushebung schneller wieder überflutet werden, als die sog. Festlandsschwellen, die ebenfalls die Meeresbedeckung eingebüßt hatten. Das scheint bis zu einem gewissen Grade für die Zeit nach der subhercynischen Gebirgsbildung zuzutreffen.

e) Die jungtertiären Meeresbewegungen und das Haugsche Gesetz

Aus dem Jungtertiär, das nach der Auffassung Haugs in ausgezeichneter Weise die Regel der kompensativen Meeresbewegungen bestätigen soll (vergl. Traité, S. 1735 ff.), möchte ich drei Fälle (aquitanische, burdigalische und pontische Stufe) betrachten, die zeigen, wie man in der Frage der kompensativen Meeresbewegungen auf gleichen Beobachtungsgrundlagen zu verschiedenen Auffassungen kommen kann (St. XII, S. 91).

Hinsichtlich des Aquitans verweist Haug[1]) auf das Minimum der Meeresausdehnung in den Geosynklinalzonen und auf seine Transgression über gewisse Kontinentalgebiete.

Diesen tatsächlichen Feststellungen ist im wesentlichen zuzustimmen, wenn auch geltend zu machen ist, daß immerhin nur in sehr beschränkten „festländischen“ Gebieten die aquitanische Transgression nachweisbar ist.

Was nun aber die große Beschränktheit des marinen Aquitans in den Geosynklinalzonen gegenüber der vorangegangenen und besonders der nachfolgenden Zeit (Burdigal) anlangt, so sollen nach Haug „vorburdigalische“ orogene Vorgänge das aquitanische Meer in enge Kanäle gedrängt haben (a. a. O., S. 1736). Damit sagt aber auch Haug, daß diese orogenen Vorgänge nicht nur vor dem Burdigal, sondern schon vor dem Aquitan eingetreten sind (vgl. „savische Faltung“, S. 276 ff.).

Lagen also die orogenen Vorgänge, die auch Haug für die große Einschränkung des aquitanischen Meeres verantwortlich macht, vor dem Aquitan, so hatten wir auch schon damals die größte Einengung. Damit deckt sich, daß das Aquitan in den Mediterrangebieten vielfach bereits wieder transgredierend erscheint, so in der nordbetischen Straße, im äußersten Süden des Rhonebeckens und im Norden und Süden der Ostalpen (außeralpines Becken von Wien und Vicentin). Vor allem ist aber eine aquitanische Transgression aus den pazifischen Geosynklinalzonen bekannt, und zwar sowohl auf der asiatisch-australischen wie auf der nordamerikanischen Seite.

War also die Tethys zur aquitanischen Zeit auch sehr eingeengt, so hatte doch das Minimum ihrer Ausdehnung schon unmittelbar vor dem Aquitan in einer Phase orogener Vorgänge gelegen. Das Aquitan selbst ist eine Zeit des Meeresgewinnes, und zwar sowohl in Festlands-, wie auch in Geosynklinalzonen, — in diesen vielleicht noch mehr als in jenen.

Gegenüber der Burdigaltransgression, die der Tethys einen großen Gewinn im Gebiete der jüngeren Faltengebirge (z. B. Nordrand der Alpen von der Rhoneniederung bis Wien, Apenninen, Sizilien,

---

[1]) Hinsichtlich des Begriffes „Aquitan“, wie er hier verwandt wird, verweise ich auf S. 177.

Balearen, Subbetische Ketten, Marokko, Algier, Tunis) brachte, wird auf das Fehlen des Burdigals in vielen Aires d'Ennoyage hingewiesen. Aber hier handelt es sich meist nicht um eine „Regression“ der burdigalischen Zeit, sondern um den Fortgang eines schon vorher bestehenden Zustandes. Im übrigen kennen wir auch aus „Festlandsgebieten“ burdigalische Transgressionen, so aus dem Aquitanischen Becken, von der Pannonischen Masse und aus Ägypten; aber wohl kaum ist aus ihnen ein Fall unzweideutiger Regression nachgewiesen, d. h. ein Fall der Landwerdung dort, wo zur aquitanischen oder frühestburdigalischen Zeit Meer gewesen war[1]).

Also auch das Burdigal erscheint nicht als eine Zeit sich kompensierender, sondern allgemeinerer positiver Meeresbewegungen; solche erkennen wir zwar ganz besonders in den sog. Geosynklinalgebieten.

Der Fall der pontischen Stufe hat mit demjenigen des Aquitans schon insofern vielerlei Ähnlichkeit, als auch hier eine bedeutsame Orogenese (attische Faltung) vorangegangen war und der Tiefstand des mediterranen Meeres schon vor der pontischen Zeit lag. Jedenfalls tritt das Sahélien, das marine Äquivalent der pontischen Stufe, so beschränkt es auch in seiner Verbreitung im äußersten Süden des Mittelmeeres ist, schon wieder transgredierend auf, d. h. unter Verhältnissen, die eine vorangegangene größere Einengung anzeigen. Man darf also m. E. eine angebliche frühpliozäne Regression der Tethys nicht in Gegensatz stellen zu den gleichzeitigen Transgressionen in den Nordgebieten, nämlich in England (Transgression der Lenham-Stufe), Belgien und angrenzendem Frankreich (Transgression des Diestiens) und im Armorikanischen Massiv (Transgression des Redoniens). Vielmehr haben wir nach vorangegangener großer Einengung transgressive Vorgänge hier wie dort.

3. Die Fehlerquellen in angeblichen Fällen der Bestätigung des Haugschen Gesetzes

Ich fasse zum Schluß nochmals die schon aus den vorangegangenen Ausführungen ersichtlich gewesenen hauptsächlichen Fehlerquellen zusammen, die in der Literatur bei der Annahme des Zutreffens des Haugschen Gesetzes in Erscheinung treten (vgl. St. XII, S. 90—98).

Zunächst zeigt sich häufig, daß unrichtige oder doch unzureichend geklärte stratigraphische Unterlagen benutzt worden sind.

---

[1]) Vielleicht besteht nach den Untersuchungen von K. Gripp ein solcher Fall in Schleswig-Holstein und angrenzenden Gebieten, wenn auch die Sachlage in diesem Sinne noch nicht eindeutig geklärt ist.

Sodann werden Schichtlücken vielfach als Ausdruck der Regression in der von ihnen umfaßten Zeit angesehen. Liegt z. B. über der Schicht a die Schicht d unter Ausfall der Schichten b und c, so wird vielfach von einer Regression in den Zeiten b und c gesprochen. Aber derartige Schichtlücken erklären sich oft ganz anders. In vielen Fällen können sie nachträglich entstanden sein, indem die Schichten b und c zwar zur Ablagerung gekommen, aber nach der Zeit c und vor der Zeit d wieder denudiert worden waren. Besondere Vorsicht ist in diesem Sinne namentlich dann geboten, wenn d auch sonst als transgredierend erkannt ist und vor seiner Entstehung vielleicht gar eine orogene Phase liegt. Ich verweise auf den bereits erörterten Fall der Julischen Alpen, wo Senon unter Ausfall von Cenoman und Turon die ältere Kreide überdeckt, wo aber das einstige Vorhandensein von Cenoman und Turon durch Gerölle dieser Schichten im Basalkonglomerate des Senons nachgewiesen wird. Sodann stehen Schichtlücken vielfach mit vorangegangenen Regressionen in Zusammenhang; in unserem Falle mögen diese am Ende der Zeit a eingetreten sein, und vielleicht ist gar das Ende der Zeit a eine notorische Regressionszeit. Damit haben wir in den Zeiten b und c keine Regression, sondern nur die Fortdauer eines schon vorher erzielten Zustandes. Es wird eben leicht der Fehler gemacht, daß Landherrschaft (Geokratie) und der sie einleitende Landgewinn (Regression) nicht ausreichend zeitlich auseinander gehalten werden. Aber nur auf letzteren kommt es beim Haugschen Gesetze an.

Wenn z. B. in den pazifischen Gebieten beider Amerika das Obersilur fehlt, während Untersilur vertreten ist, so handelt es sich doch hier nicht um eine gothlandische Regression geosynklinaler Gebiete, die man der obersilurischen Transgression vieler Extrageosynklinalgebiete gegenüberstellen dürfte, sondern um eine vorgothlandische Regression, die älter als jene Transgression und übrigens auch in den Geosynklinalgebieten stark verbreitet ist. Ich verweise ferner wieder auf die angebliche, mit dem Fehlen des Portlands begründete Portland-„Regression" auf der Podolischen Platte, in der Dobrudscha und der Krim; diese Regression ist aber nach aller Wahrscheinlichkeit keine portlandische, sondern eine vorportlandische.

Auch die sog. cenoman-turone „Regression" ist in der Mehrzahl der Fälle richtiger als Geokratie nach einer vorcenomanen Regression zu bezeichnen.

Oder wenn endlich in den Alpen das Untereozän fehlt, während es extraalpin im Londoner Becken, im Hampshire-Becken, im Pariser Becken und im Aquitanischen Becken transgrediert, so liegt doch in den Alpen nicht eine untereozäne „Regression" vor, sondern die Fortdauer eines schon lange vorher, und zwar wahrscheinlich mit der laramischen Faltung, eingetretenen Zustandes.

Anzuschließen ist hier, daß mehrfach Zeiten weitgehender Einengung gewisser Meere als Regressionszeiten aufgefaßt worden sind, trotzdem die Ablagerungen dieser Zeit vielfach schon wieder transgredieren und die größte Einengung also schon vorher erzielt war. Ich erinnere wieder an die Fälle der aquitanischen und pontischen „Regression" des Mittelmeeres, die aber eine voraquitanische bezw. vorpontische ist.

Oft werden auch Einzelfälle, die dem Haugschen Gesetze zu entsprechen scheinen, zu sehr bewertet, trotzdem sie Ausnahmen gegenüber einer weit größeren Zahl von Fällen umgekehrten Verhaltens des Meeres in der betreffenden Kategorie der Räume sind. So stellt man die extrageosynklinale mittelkambrische Regression in Estland der geosynklinalen mittelkambrischen Transgression in Böhmen gegenüber und sieht darin das Haugsche Gesetz bestätigt, trotzdem in anderen bedeutsamen Extrageosynklinalgebieten das Mittelkambrium transgrediert und in Estland eben ein Ausnahmefall vom Kanon vorliegt.

Ferner findet man zuweilen bei der Gegenüberstellung von sog. Geosynklinal- und sog. Extrageosynklinalzonen ein allzu summarisches Verfahren, indem langzeitige Formationen verglichen, dabei aber Einzelvorgänge innerhalb dieser langen Zeiten, die durchaus nicht gleichaltrig sind, einander gegenübergestellt werden. Solche Fälle wurden bei der Besprechung der Juratransgression (s. oben) erörtert. Aber selbstverständlich darf man nur gleichaltrige Vorgänge in Vergleich setzen, und Betrachtungen von Stufe zu Stufe sind nötig.

Es kann vorkommen, daß die Transgressionen nach großen Regressionen in einem Falle mehr die labileren Geosynklinalzonen, im anderen mehr die Schwellengebiete bevorzugen. So liegen die Transgressionen des Obersilurs wohl mehr über Festlandsschwellen als in Geosynklinalgebieten und umgekehrt diejenigen des älteren Unterdevons vorherrschend in Geosynklinalgebieten. So scheint von den oberkarbonischen Transgressionen die ältere, die moskovische, etwas mehr die Extrageosynklinalgebiete, dagegen die jüngere, die uralische, etwas mehr die Geosynklinalgebiete aufgesucht zu haben. Ferner ist die cenomane Transgression weit stärker in den Extrageosynklinalgebieten als in Geosynklinalen verbreitet. Aber in allen diesen Fällen fehlen die Transgressionen auch nicht in der anderen Kategorie der Räume. Die in Rede stehende Bevorzugung der einen oder der anderen Haugschen Raumart durch die Transgression ist eine Sache für sich, deren Gründen nachzugehen ist, und keine Bestätigung des Haugschen Gesetzes, denn es handelt sich zwar um ungleichmäßige, dabei aber gleichsinnige Meeresbewegungen in den Geosynklinal- und Extrageosynklinalgebieten.

Endlich werden die Begriffe Geosynklinale und Extrageosynklinale nicht scharf geschieden, und in bezug auf manche Gebiete wird ver-

fahren, wie es gerade in das angebliche Gesetz zu passen scheint. Die Randzonen der Geosynklinalen kommen hier namentlich in Betracht. Erweitert sich die Geosynklinale auf Kosten der angrenzenden Schwellen, so ist das im einen Falle eine Transgression über einer Festlandsschwelle, im anderen ein an die Geosynklinalen gebundener Vorgang.

4. Die Frage der kompensativen Vorgänge bei den Meeresbewegungen

Gegenüber der angeblich allgemeinen Gültigkeit des Haugschen Gesetzes habe ich die Auffassung entwickelt, daß in gewissen Zeiten eine vorherrschend transgressive, in anderen eine vorherrschend regressive Tendenz vorhanden gewesen ist, d. h. daß die Meeresbewegungen in den Geosynklinal- und Extrageosynklinalgebieten im allgemeinen nicht gleichzeitig-gegensinnig, sondern gleichzeitig-gleichsinnig verlaufen sind, daß also, wie ich mich auch ausgedrückt habe, trotz vieler örtlicher Ausnahmen ein gewisser Kanon der Meeresbewegungen erkennbar ist unbekümmert darum, ob es sich um echte Geosynklinalen im Sinne Haugs oder um Aires d'Ennoyage oder sonstwie geartete Zonen handelt. Dabei gebe ich gewiß zu, daß in einzelnen Fällen die Ausnahmen von dem statistisch festgestellten Kanon sich häufen und auch derartig sein können, daß die Haugsche Auffassung Berechtigung zu gewinnen scheint. Ich denke z. B. an den Fall der tithonischen und insbesondere der obertithonischen Meeresbewegungen, die ja auch den Ausgangspunkt für Haug gebildet haben. Aber was hier als Regel erscheint, ist m. E. Ausnahme, gemessen an den Erfahrungen in den übrigen geologischen Zeitabschnitten.

Die Faltengebirge steigen aus den Geosynklinalen auf, und zwar häufig nur aus Teilen derselben, während in anderen Teilen das Meer bleibt, häufig aber auch unter Verschwinden der gesamten Geosynklinale. Die Wassermassen werden also durch die Faltung verdrängt. Wo bleiben sie?

Immer wieder wird ja im Sinne des Haugschen Gesetzes die Auffassung vertreten, daß das infolge der Faltungen und des Entstehens der Gebirgsketten aus den Geosynklinalen weichende Wasser über festländische Räume dahingeht. So naheliegend diese Auffassung zu sein scheint, so unhaltbar erweist sie sich bei der Betrachtung der Einzelfälle. Aber Voraussetzung muß hier wieder sein, daß man Faltungsakt und Meeresbewegungen, jedes für sich, zeitlich genau festlegt.

Die letzte („erische") Phase der kaledonischen Faltung setzt an der Grenze von Silur und Devon ein, und das Meer wird z. B. aus der englisch-norwegischen Geosynklinale, in der es im Kambrium und Silur gestanden hatte, verdrängt. Aber wo sind im damaligen Zeitpunkte die Überflutungen von Festländern erkennbar? Solche von Bedeutung finden wir jedenfalls nirgends; im Gegenteil, auch in Gebieten, die im Sinne

Haugs unzweifelhaft zu den Extrageosynklinalen gehören (Sibirische Tafel, Sahara, Kanadischer Schild, Brasilische Masse) erfolgten damals ausgedehnte Trockenlegungen. Erst nach dem Faltungsakte erkennen wir wieder ein Vorrücken des Meeres über Festländer und noch viel mehr über Teile vorher gefalteter Geosynklinalgebiete.

Oder wo sind Festlandszonen gleichzeitig mit der sudetischen Faltung, durch die ausgedehnte Gebiete von geosynklinalem Charakter in Europa zu Gebirgsländern umgestaltet wurden, überflutet worden? Im Gegenteil — auch in Extrageosynklinalgebieten traten damals die Regressionen ein, und erst danach — also nach der Faltung — wurden in der moskovischen Zeit Neuüberflutungen von Festländern (Sahara, Nordwestrußland, Bäreninsel, Nordchina, arktisches und zentrales Nordamerika), aber auch von Geosynklinalen (Atlasgebiet, Zentralasien) erkennbar.

Oder wo wären im Zeitpunkte der asturischen Faltung, d. h. zwischen Moskauer und Ural-Stufe, Transgressionen über Extrageosynklinalgebiete erfolgt?

Oder, um zur alpidischen Faltung überzugehen, wo sind Überflutungen der Festlandsgebiete zur Zeit der großen austrischen Faltung des Tethys-Gebietes erkennbar? Man verweise nicht auf die cenomane Transgression in Mitteleuropa usw., denn diese ist ja jünger als die austrische Faltung und dazu auch in Geosynklinalgebieten erkennbar, die in der austrischen Phase gefaltet worden waren.

Ebenso sucht man vergeblich nach den zur Zeit der laramischen Faltung eingetretenen extrageosynklinalen Transgressionen, die nur irgendwie als Ausgleich der Verdrängung der Wassermassen bei den gewaltigen Faltungen laramischen Alters in Betracht kommen könnten. Im Gegenteil sind auch in den Extrageosynklinalgebieten Regressionen nach der Maastrichter Zeit in großem Umfange eingetreten.

Oder wo wären irgendwie nennenswerte Überflutungen extrageosynklinaler Gebiete im Zeitpunkte der pyrenäischen Faltung bekannt? Erst nach ihr treten die unteroligozänen Transgressionen in den europäisch-asiatischen Gebieten von extrageosynklinalem Charakter ein.

Auch die aquitanische Transgression der extrageosynklinalen Gebiete ist nicht mit der Verdrängung der Wassermassen aus den Zonen savischer Faltung, sondern erst nach dieser Faltung eingetreten. Mit dieser wurden aber auch die im Sinne Haugs extrageosynklinalen Gebiete des außeralpinen Europas weithin landfest.

Diese Beispiele mögen zur Darlegung dessen genügen, daß bei genauer zeitlicher Analyse der in Frage kommenden Vorgänge die Behauptung nicht haltbar ist, das aus den Geosynklinalen durch Faltungsvorgänge verdrängte Wasser habe im Bereiche der Festlandsschwellen Transgressionen hervorgerufen.

Haug nahm, wie ich sagen möchte, „mutuelle“ Kompensationen an, d. h. wechselseitige zwischen Geosynklinal- und Extrageosynklinalgebieten. Wenn man nun auch dieser Vorstellung nicht zustimmen kann, so ist damit natürlich nicht die Vorstellung kompensativer Vorgänge an sich abgelehnt, denn irgendwo muß doch das gleichzeitig aus Gebieten von geosynklinaler und extrageosynklinaler Art verdrängte Meereswasser bleiben. Ganz augenscheinlich ist die Sache die, daß bei den Regressionen der Ausgleich dadurch geschaffen wird, daß gewisse Geosynklinalzonen sich vertiefen und das aus anderen Geosynklinalzonen und aus Festlandsgebieten verdrängte Wasser aufnehmen. Solche Zonen werden in den geokraten Zeiten gewissermaßen zu „Asylen“ für verdrängte Wassermassen. Diese Asyle sind also bei Regressionen sich vertiefende Zonen von geosynklinaler Art. In manchen Fällen mag es sich dabei um Teile von Geosynklinalen handeln, während in den übrigen Teilen dieser Geosynklinalen das Wasser abschwillt; in anderen Fällen mögen ganze Geosynklinalbecken zu Asylen werden. Fälle ersterer Art sind besonders dann leicht vorstellbar, wenn die Regression mit einer orogenen Phase zusammenfällt und durch sie bedingt ist; wir hätten dann in gewissen und vor allen Dingen randlichen Zonen der Geosynklinalen Faltung und Aufwärtsbewegung des Bodens, d. h. Regressionen, während andere und insbesondere innere Teile der Geosynklinalen hiervon unberührt blieben.

Andererseits werden sich solche Wasserasyle oder wenigstens Teile von ihnen in Transgressionszeiten verflachen; sonst ist ja nicht recht vorstellbar, wo das Wasser herkommen soll, das sich nicht nur über Extrageosynklinalgebiete ergießt, sondern auch in weitesten Teilen der Geosynklinalen ansteigt. Daß solche Verflachungen in Geosynklinalzonen während der Transgressionszeiten faziell zum Ausdruck kommen können, hat schon W. Ramsay[1]) hervorgehoben.

Somit stelle ich, zunächst rein theoretisch, den „mutuellen“ Kompensationen im Sinne der Haugschen Vorstellung die „intrageosynklinalen“ gegenüber, d. h. solche, die sich innerhalb des großen und zusammenhängenden Systems der Geosynklinalen, zu dem schließlich auch die großen ozeanischen Becken gehören, irgendwo abspielen. Besonders diese großen ozeanischen Becken kommen hier wohl in Betracht.

Es fragt sich, ob diese intrageosynklinalen Kompensationen, zu denen uns zunächst rein theoretische Überlegungen geführt haben, so bedeutungsvoll gewesen sind, daß sie in den Schichtfolgen von Asylargebieten, soweit uns solche Schichtfolgen heute überhaupt zugänglich sind, in Erscheinung treten. Für die Zeiten nicht allzu starker Meeres-

---

[1]) W. Ramsay, Orogenesis und Klima. Helsingfors 1910, S. 9.

verschiebungen möchte ich das kaum annehmen; aber in Zeiten sehr bedeutender Trans- und Regressionen mag derartiges erkennbar werden. Dann hätten wir in gewissen „asylaren“ Zonen des großen Geosynklinalsystemes der Erde kompensative Vorgänge, die entgegen dem Kanon verlaufen und in diesem Sinne als „zeitwidrig“ erscheinen. Ob solche Verhältnisse erkennbar werden, wird auch auf die Sonderverhältnisse der Asylargebiete ankommen. Sind diese an sich schon verhältnismäßig tief, so wird ein weiteres Anschwellen oder ein Abschwellen des Wassers sich wohl kaum in den entstehenden Schichtmassen faziell ausdrücken. Eher wird das der Fall bei flacheren Asylarzonen sein, und sind sogar Untiefen da, so können diese bei abschwellendem Wasser trocken gelegt und bei anschwellendem wieder überflutet werden.

Es könnte auf den ersten Blick scheinen, als ob sich in solchen Fällen Beispiele für die Haugsche Regel ergeben würden. Aber dem ist nicht so, denn es handelt sich ja nicht um Kompensationen zwischen Extrageosynklinalgebieten einerseits und Geosynklinalgebieten andererseits, sondern um Kompensationen zwischen den Extrageosynklinalgebieten und den weitesten Teilen der Geosynklinalen einerseits und anderen Geosynklinalzonen andererseits. Vielleicht sind gewisse Verflachungen in einzelnen Geosynklinalzonen zu Zeiten der sehr weiten Transgressionen des Doggers und der Mittelkreide, die man sonst im Sinne der Haugschen Regel zu deuten pflegt, als derartige „intrageosynklinale“ Ausgleichsvorgänge zu erklären.

Der Unterschied zwischen der von Haug und der hier vertretenen Art kompensativer Meeresbewegungen liegt also darin (St. XII, S. 89),

1. daß nach Haug gewissermaßen die Gesamtheit der Geosynklinalzonen das Asyl für andernorts verdrängte Wassermassen bildet, während nach meiner Auffassung nur Teile des Geosynklinalsystems der Erde diese Rolle spielen, und zwar nicht nur für das aus den Extrageosynklinalzonen, sondern auch für das aus den weitesten Geosynklinalgebieten verdrängte Wasser;
2. daß nach Haug die kompensativen Vorgänge die ganze Verteilung der Trans- und Regressionen bedingen, während sie nach meiner Meinung in praxi wenig für das Verteilungsbild der Trans- und Regressionen in Betracht kommen und nur in gewissen Ausnahmefällen das Bild der im allgemeinen gleichsinnigen Meeresbewegungen bemerkenswert modifizieren können.

Die vorangegangenen Überlegungen könnten für die Praxis der Festlegung des Kanons vielleicht bedeuten, daß in etwas höherem Maße die Extrageosynklinalgebiete entscheidend sein müßten, weil bei den Geosynklinalgebieten und namentlich in den Zeiten sehr bedeutsamer Veränderungen der Meeresräume intrageosynklinal-kompensative Vorgänge das Bild verwirren könnten.

II. Untersuchungen über die geodynamischen Vorgänge der anorogenen Zeiten, insbesondere auf Grundlage der Meeresbewegungen

A. Auseinanderhalten der Meeresbewegungen der orogenen und anorogenen Zeiten

Wir betrachten, wie früher ausgeführt worden ist, die Meeresbewegungen als Ausdruck der Bewegungen des Festen, wenn wir gewiß auch nicht ganz in Abrede stellen wollen, daß daneben selbständige Bewegungen der Wassermassen infolge von allerlei Verhältnissen, so auch eustatische Bewegungen des Meeresspiegels im Sinne von Sueß, etwas mitsprechen könnten. Wir kamen zur Vorstellung eines Kanons der Meeresbewegungen, der für die einzelnen Zeiten der Erdgeschichte die vorherrschende Tendenz in der Veränderung der Meeresräume angibt.

Wenn wir nun die Meeresveränderungen für die Erkennung des Ganges der epirogenen Bewegungen der Vorzeit benutzen wollen, so sind natürlich zunächst diejenigen Meeresbewegungen auszuschalten, die mit orogenen Vorgängen zeitlich zusammenfallen und ganz offenbar durch sie bedingt sind.

Wir haben in einem früheren Kapitel die einzelnen Zeiten der Orogenese festzulegen versucht; wir betrachten das allgemeine Verhalten der Meere zu diesen Zeiten und erkennen, daß eigentlich durchweg die Zeitpunkte der Faltung durch große allgemeine Regressionen charakterisiert sind.

Nehmen wir als Beispiel die paläozoische Zeit.

Aus dem Kanon der Meeresbewegungen (vgl. Fig. 10) erkennen wir, daß die bedeutsamsten allgemeinen Regressionen der paläozoischen Zeit

zwischen Obersilur und Unterdevon und
zwischen Unterkarbon und Oberkarbon

eingetreten sind, daß ferner sehr umfangreiche Regressionen

zwischen Untersilur und Obersilur,
vor dem Downton (jüngstes Obersilur),
zwischen Oberkarbon und Unterdyas
und in der späteren Unterdyas

verzeichnet werden können.

Die großen Faltungen der paläozoischen Zeit liegen nun

zwischen Unter- und Obersilur (takonische Faltung),
vor dem Downton (ardennische Faltung),
zwischen Downton und Unterdevon (erische Faltung),
zwischen Oberdevon und Unterkarbon (bretonische Faltung),

zwischen Unterkarbon und Oberkarbon (sudetische Faltung),
zwischen unterem und oberem Oberkarbon (asturische Faltung),
in der späteren Unterdyas (saalische Faltung).

Also fast ausnahmslos liegen die großen Regressionen der paläozoischen Zeit in orogenen Phasen.

Eine Ausnahme scheint die zwischen Uralstufe (oberes Oberkarbon) und Paläodyas liegende Regression zu bilden, denn in dieser Zeit waren bisher sichere Faltungen nicht nachweisbar, vielmehr ist aus sehr vielen Gebieten variscischer Faltung die konkordante und innige Verknüpfung von Oberkarbon und Unterperm bekannt. Allerdings be-

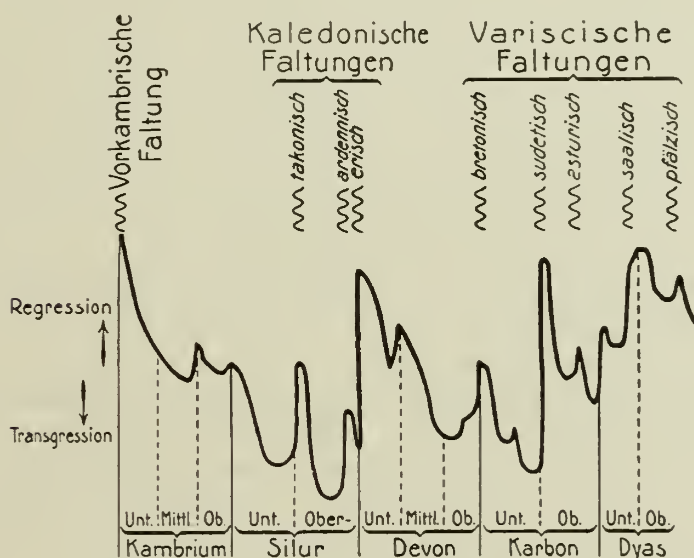


Fig. 10. Paläozoische Faltungen und Meeresbewegungen.

stehen ganz schwache Diskordanzen zwischen diesen beiden Schichtsystemen hier und da an der Westseite des Urals und wohl auch am böhmischen Flügel der Mittelsudetischen Mulde, aber einstweilen müssen wir hier wohl noch epirogene Entstehung annehmen (vgl. S. 100). Doch gerade auf Grund des Kanons der paläozoischen Meeresbewegungen wäre es nicht verwunderlich, wenn sich mit dem Fortschritte der geologischen Forschung auch einmal echte orogene Bewegungen zwischen Karbon und Unterdyas andeuten würden. Überhaupt kommt für den ganzen regressiven Vorgang der Dyaszeit, der nach Abschluß der uralischen Transgression in starkem Maße einsetzte, als Orogenese bisher nur die saalische Faltung in Betracht. Ferner ist für die weithin erkennbaren, wenn auch nicht sehr beträchtlichen Regressionen zwischen Mittelkambrium und Oberkambrium oder zwischen Oberkambrium und Unter-

silur oder zwischen Tournai- und Viséstufe ein Zusammenfallen mit orogenen Vorgängen bisher nicht erweisbar.

Daß die Regressionen sich in Phasen starker Gebirgsbildung auch einmal in relativ bescheidenen Grenzen halten können, mag der Fall der asturischen Faltung veranschaulichen.

In der Tertiärzeit entsprechen die laramische, savische und attische Faltung den ganz großen Einengungen der Tethys zwischen Kreide und Paläozän, zwischen Oberoligozän und Aquitan und vor dem Pontikum.

Das Zusammenfallen der Regressionen mit den Orogenesen ist ja zunächst für die Räume, in denen die Faltungen vor sich gehen, ohne weiteres erklärlich, denn durch die Faltungen werden die Untergrundsmassen hochbewegt. Hier ergibt sich Landgewinn häufig in Form von Angliederung neuer Landzonen (Faltenzonen) an die bereits vorhandenen.

Aber nicht nur die Räume der Faltungen werden durch unmittelbare Verdrängung des Meeres landfest, sondern ganz allgemein pflegen in den Faltungsphasen Regressionen einzutreten, d. h. das Meer weicht auch aus Schwellengebieten, die von der Faltung nicht betroffen sind. Beispiele dessen habe ich ja oben gegeben (vgl. S. 344 ff.), als die Auffassung nachzuprüfen war, daß die durch Faltung aus den Geosynklinalen verdrängten Wassermassen über die Festländer überführt würden. Das Gegenteil ergab sich, indem auch im Bereiche der Festländer die Regressionen erkennbar wurden.

Durch den Zusammenhang vieler der großen Regressionen mit Orogenesen erklärt sich nun auch die Raschheit vieler regressiver Vorgänge, auf die E. Sueß im Gegensatze zu den viel langsamer vor sich gehenden positiven Meeresbewegungen hingewiesen hat (vgl. Sueß, Antlitz II, S. 686); ein besonders typisches Beispiel in diesem Sinne ist für Sueß die Raschheit der Regression am Ende der Kreide. Orogenesen sind eben gegenüber den Epirogenesen kurzfristige Erscheinungen, und damit steht die relative Kurzzeitigkeit der durch sie herbeigeführten Regressionen in Übereinstimmung. Es ist zwar verschiedentlich auch behauptet worden, daß Orogenesen zu Transgressionen führen, und hier herrscht eben jene Vorstellung, daß das durch Faltung aus den Geosynklinalen verdrängte Meer andere Zonen überfluten müsse. Aber schon die Tatsache, daß Transgressionen mehr oder weniger allmählich vor sich gehen, widerspricht ihrer Zurückführung auf den kurzfristigen Vorgang der Orogenese. Vor allen Dingen widerspricht dem aber in den Einzelfällen der Vergleich der Zeitlichkeit der Transgressionen und Orogenesen. Hier führt zwar oft die unzureichende Erkenntnis der Kurzfristigkeit der Orogenesen und die unzureichende zeitliche Festlegung derselben zu falschen Deutungen. Daß Transgressionen den orogenen Phasen folgen (z. B. tithonische Transgression, cenoman-turone Transgression) und daß sie auch indirekt mit ihnen zu-

sammenhängen können, indem die Orogenesen neue Massengruppierungen hervorrufen, in deren Gefolge säkuläre, also unter den Begriff der Epirogenese fallende Senkungen sich einstellen, die zu Transgressionen Veranlassung geben, ist eine ganz andere Sache.

Bei der Auswertung des Kanons der Meeresbewegungen für die Frage der epirogenen Krustenbewegungen müssen wir also von den Meeresbewegungen der orogenen Phasen absehen. Das, was nach Ausschaltung dieser Zeitabschnitte bleibt, ist das Bild wechselnder Trans- und Regressionen, wobei allerdings die Transgressionen überwiegen. Ganz evident tritt das bei dem in Fig. 10 veranschaulichten Kanon der paläozoischen Meeresbewegungen in Erscheinung. Hier haben wir das Bild einiger großer Zyklen der Meeresbewegungen, die derartig verlaufen, daß nach einer starken und kurzfristigen Regression transgressive Bewegungen lange anhalten, bis eine erneute große Regression einen neuen Zyklus beginnen läßt. Diese großen paläozoischen Regressionen liegen aber, wie wir sehen, eigentlich durchweg in orogenen Phasen, während die nachfolgenden epirogenen Zeiten vorwiegend durch positive Meeresbewegungen gekennzeichnet sind.

Daß in den epirogenen Zeiten die transgressiven Bewegungen gegenüber den regressiven überwiegen, ist aber nicht zu verwundern. Denn wir dürfen wohl annehmen, daß sich letzten Endes das Hin und Her der Wassermassen in der ganzen geologischen Vorzeit annähernd die Wage gehalten hat; und wenn nun die ganz großen Regressionen zum guten Teile auf Kosten der Orogenesen gehen, so muß sich eben nach Abzug dieser die Wage bei den Epirogenesen stark zugunsten der Transgressionen neigen.

Wir haben also folgendes erkannt:

> Die allgemeinen Transgressionen sind Erscheinungen der anorogenen Zeiten, die allgemeinen Regressionen treten sowohl in anorogenen, wie auch in orogenen ein, in letzteren in ganz besonderem Ausmaße (St. XII, S. 92).

Unter den Regressionen kommen als anorogen in erster Linie diejenigen in Frage, die sich einigermaßen langsam vollziehen; demgegenüber vollziehen sich die orogenen durchweg relativ schnell. Immerhin können auch anorogene ausnahmsweise mehr plötzlich verlaufen, ohne dabei den plötzlichen Regressionen der orogenen Zeiten an Ausmaß im allgemeinen nahe zu kommen.

B. Nachweis von General- und Spezialundationen, insbesondere mit Hilfe der Meeresbewegungen

Schon im Anschlusse an die Erörterung der Begriffe Oro- und Epirogenese ist von General- und Spezialundationen die Rede gewesen (siehe S. 28ff.). Es kam damals darauf an, zu zeigen, daß auch die Spezial-

undationen in den Kreis der Epirogenese gehören. Ich ergänze nunmehr an der Hand einiger Beispiele die damaligen Betrachtungen, und zwar unter Zuhilfenahme der Meeresbewegungen.

1. General- und Spezialundationen im Pariser Becken und Belgien (vgl. St. XII, S. 84—86).

Auf S. 286ff. sind die alttertiären Meeresbewegungen des Pariser Beckens und Belgiens erörtert und an Hand eines Diagrammes veranschaulicht worden. Es ergeben sich nachstehende Vergleiche und Folgerungen.

Gewisse Regressionen kommen sowohl im Pariser Becken als auch in Belgien rein faziell zum Ausdruck, so diejenigen der oberen Mons-Stufe und der oberen Landener Stufe. Bei anderen, und namentlich denjenigen des Eozäns, besteht aber ein großer Unterschied, indem sie sich im Pariser Becken rein faziell (keine Schichtlücken, sondern negative Faziesveränderung), in Belgien reduktional (Schichtlücken, Aufarbeitungskonglomerate bei nachfolgender Transgression) zu erkennen geben. Ich verweise in diesem Sinne auf die Regressionen am Ende des Untereozäns und Mitteleozäns, im oberen Auversien und z. T. auch im Ludien.

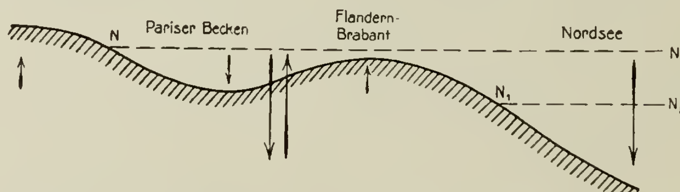


Fig. 11. General- und Spezialundationen im Pariser Becken und Belgien.
(Die größeren Pfeile geben die Generalundationen, die kleineren die Spezialundationen an.)

Gleichartig verhalten sich also das eozäne Belgien und eozäne Pariser Becken hinsichtlich des Eintretens von Trans- und Regressionen, d. h. hinsichtlich der Höhenlage zur damaligen Nordsee; verschieden ist ihr Verhalten innerhalb der Regressionszeiten. In Belgien erfolgt keine Sedimentation, sondern sogar Denudation, im Pariser Becken geht die Sedimentation weiter, wenn auch in veränderter Fazies.

Ich verweise nunmehr auf die schematische Skizze in Fig. 11. In ihr haben wir es von S nach N mit drei Einheiten zu tun, nämlich mit dem Pariser Becken, Flandern-Brabant (Belgien) und der Nordsee.

Flandern-Brabant bildet, zunächst wenigstens in den Regressionszeiten (Nordseespiegel in Lage N_1—N_1), in denen hier die Sedimentation unterbleibt und gar Denudationen erfolgen, eine Schwelle gegenüber dem Pariser Becken und erscheint ihr gegenüber als aufsteigendes Land.

Flandern-Brabant, Pariser Becken und das Gebiet südlich des letzteren sind zusammen aber wieder eine größere Einheit gegenüber der Nordsee. Das kommt besonders in Regressionszeiten (Nordseespiegel in Lage N_1—N_1) zum Ausdruck.

Somit deuten sich zweierlei Bewegungen des Untergrundes an, nämlich:

erstens solche, die das Pariser Becken und Flandern-Brabant gemeinsam betreffen — gegenüber der Nordsee. Diese allgemeinen Bewegungen (allgemeine Undationen, Generalundationen) bedingen im Eozän des Pariser Beckens die Fazies;

zweitens solche, die das Pariser Becken und Flandern-Brabant unterschiedlich ausführen (Sonderbewegungen, Spezialundationen).

Durch größere Pfeile sind in Fig. 11 die allgemeinen Oszillationen gegenüber der Nordsee, durch kleine Pfeile die Sonderoszillationen des Pariser Beckens gegenüber Flandern-Brabant veranschaulicht. Es finden also innerhalb einer größeren, bald aufsteigenden (Regression, Meeresspiegel in N_1—N_1), bald sinkenden Einheit (Transgression, Meeresspiegel in N—N) Spezialundationen statt.

So unterscheiden wir:

die Generalundationen als die epirogenen Bewegungen der größeren Einheit,

die Spezialundationen als die epirogenen Bewegungen innerhalb der größeren Einheit, gewissermaßen als „interne Vorgänge“, als Ausdruck eines eigenen epirogenen Innenlebens dieser größeren Einheit.

Die Vorgänge der Spezialundation ermöglichen in den Phasen der positiven Generalundation (Emersionsphasen) im Sonderbecken (Pariser Becken) den Fortgang der Sedimentation, während gleichzeitig in der Spezialschwelle die Sedimentation unterbleibt oder gar Denudation eintritt.

Im Nordseebezirke der Fig. 11 erfolgt, wenigstens soweit es sich um etwas küstenferneres Gebiet handelt, kontinuierliche marine Sedimentation. Hier also kommen die weiter südlich erkennbaren vielfachen (relativen) Schwankungen des Meeresspiegels in der Schichtfolge kaum zum Ausdruck. Das ist aber ein allgemeiner zu bewertendes Beispiel dafür, daß schon nahe solchen Zonen, die infolge günstiger Sonderverhältnisse eine Erkennung der (relativen) Schwankungen des Meeresspiegels gestatten, diese Schwankungen, obwohl gleichfalls eingetreten, nicht erkennbar sind. Man hüte sich also davor, aus der Nichterkennbarkeit von Meeresschwankungen in bestimmten Profilen ohne weiteres zu schließen, daß solche nicht vorhanden gewesen seien.

2. General- und Spezialundationen im Gebiete der germanischen Trias

Ein zweiter Fall, in dem sich auf Grundlage von Meeresbewegungen die Vorstellung von General- und Spezialundationen ergibt, betrifft die germanische Trias. Sie ist, wenn auch nicht ganz ausschließlich, so doch in der Hauptsache an Mesoeuropa, — d. h. an das variscisch gefaltete Europa, soweit dieses nicht wieder der Schauplatz alpinotyper Gebirgsbildungen gewesen ist, — gebunden. Ausnahmen bestehen, indem die germanische Trias etwas auf Paläoeuropa (so zum Teil in England) und auf Neoeuropa (so in den Pyrenäen, auf den Balearen, in Nordafrika) übergreift. Immerhin dürfen aber Mesoeuropa und Gebiet der germanischen Trias einander einigermaßen gleichgesetzt werden, und so verfahre ich im folgenden.

Wir haben in der Triaszeit innerhalb Mesoeuropas sinkende und aufsteigende Gebiete, zwischen denen hier und da mehr neutrale Zonen liegen, zu unterscheiden, wobei die sinkenden Gebiete sich allmählich auf Kosten ihrer Rahmen erweitern. Ein Stück eines solchen Rahmens ist die Vindelizische Schwelle, die das deutsche Triasbecken von der im Süden liegenden Tethys trennte. In der Entstehung und Fortbildung dieser sinkenden nnd aufsteigenden Gebiete handelt es sich also um epirogene Bewegungen innerhalb Mesoeuropas. Sie erreichen im Laufe der Triaszeit, wie die Mächtigkeit der abgelagerten Sedimente anzeigt, recht erhebliche Beträge.

Von den mehrfachen In- und Egressionen des Meeres (Tethys) im Bereiche der germanischen Trias war schon die Rede, wie auch davon, daß sie sich gleichzeitig in den verschiedenen „germanischen" Becken ereignen.

Zwei oder drei Hauptverbindungswege kommen zwischen den germanischen Triasbecken und der Tethys in Betracht, und wir stehen also der Tatsache gegenüber, daß, da die marinen Ingressionen in den einzelnen Gebieten germanischer Entwicklung gleichzeitig erfolgen, die Verbindungspforten sich gleichzeitig geöffnet und auch wieder geschlossen haben. Das erscheint wenig vereinbar mit der Vorstellung, daß das Meer infolge eines an eine größere Gesetzmäßigkeit nicht gebundenen Erosionsvorganges oder infolge rein örtlicher Senkung vorübergehend den Weg über die trennende Barre zu den germanischen Becken gefunden hätte, die bei dieser Vorstellung als „Depressionen" unter dem Meeresniveau angenommen werden. Vielmehr kommen wir zu der Vorstellung, daß eine vorübergehende Senkung des ganzen, die Tethys im Norden und Westen umgebenden Rahmens, der die germanischen Becken als Spezialsenken enthält, die Möglichkeit des Einströmens der Meere gab.

Die epirogenen Spezialbewegungen innerhalb Mesoeuropas, die überhaupt die Untereinheiten (Sonderbecken, Sonderrahmen) in der Ober-

einheit „Mesoeuropa" geschaffen und fortentwickelt haben, veranschauliche ich in der schematischen Fig. 12 durch die kleinen Pfeile.

Demgegenüber geben die großen Pfeile die Generalundationen Mesoeuropas (und der Tethys) an.

Gewiß ist Mesoeuropa in der triadischen Zeit als der Rahmen der Tethys ein im wesentlichen aufsteigendes Gebiet gegenüber der südlich und östlich von ihm liegenden und durch „alpine" Sedimentation charakterisierten Geosynklinale gewesen (Meeresspiegel T_1—T_1 in Fig. 12). Aber die aufsteigende Bewegung muß doch, wenigstens in weiten Teilen, vorübergehend durch eine sinkende abgelöst worden sein (Meeresspiegel jetzt in T—T), so daß das Meer in die Becken Mesoeuropas oder doch in deren tiefere Teile gelangte, bis bei erneut einsetzender Aufwärtsbewegung wieder kontinentale Verhältnisse eintraten.

So führt auch im triadischen Mesoeuropa, wie im Altterttär Belgiens und Nordfrankreichs, die Betrachtung der Meeresbewegungen zu der Vorstellung der Generalundation einer größeren Einheit und der

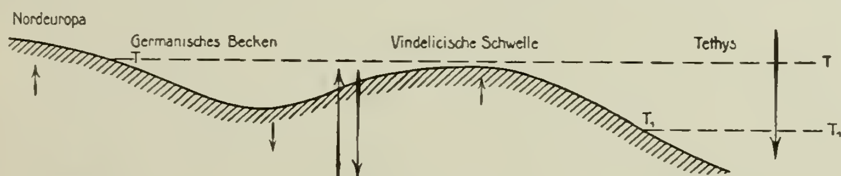


Fig. 12. General- und Spezialundationen in der germanischen Trias.
(Die größeren Pfeile geben die Generalundationen, die kleineren die Spezialundationen an.)

Spezialundationen innerhalb dieser größeren Einheit. Drei große Ingressionen, d. h. drei Hauptfälle negativer Generalundation, sind nach den variscischen Gebirgsbildungen eingetreten, nämlich zu den Zeiten des Zechsteins, Muschelkalks und Rhäts. Aber auch in der Zwischenzeit bestand häufiger die Möglichkeit eines beschränkten Eindringens von ozeanischem Wasser, und so mögen sich die vereinzelten marinen Horizonte im Buntsandstein oder Steinmergel erklären. Gerade diese häufigeren kleinen Oszillationen scheinen aber dafür zu sprechen, daß die germanischen Becken nicht allzu hoch über dem Meeresspiegel gelegen haben, so daß das Meer schon bei verhältnismäßig geringer allgemeiner Senkung einzudringen vermochte. Die Zutrittswege durch die trennenden Barrenzonen sind wohl als Quersenken nach Art der Aires d'Ennoyage Haugs zu erklären.

Wie im Pariser Becken, so bedingt also auch in dem germanischen Becken der Triaszeit die Spezialundation den Fortgang der Senkung und die wechselnde Weite der Becken, die Allgemeinundation aber die Fazies. Die Spezialundation verläuft ganz unabhängig von der Generalundation; sie geht fort bei bald positiver, bald negativer Generalundation, d. h. ganz unbekümmert darum, ob es sich um Re- oder Transgressionszeiten handelt.

Zusammenfassend ist also die Sachlage folgendermaßen auszudrücken: Mesoeuropa, eine große epirogene Einheit mit eigenem epirogenem Innenleben (Entstehung und Fortbildung der „germanischen" Spezialbecken), hebt und senkt sich als Ganzes und schafft durch sein Sinken der Tethys die Möglichkeit der Ingression in die Spezialbecken.

3. Parallelfälle zur germanischen Trias

Die germanische Trias ist nun kein vereinzelter Fall in der geologischen Vergangenheit, vielmehr gibt es Parallelfälle zu ihr in großer Zahl, und zwar sowohl hinsichtlich ihrer Eigenschaft als „Trias", wie auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung aus ungemein mächtigen, ganz vorherrschend festländischen und zum großen Teile rotgefärbten Sedimenten („Red beds").

Eine Dreiheit („Trias") ist sie infolge zeitweiligen Eintretens des Meeres in die vorherrschend kontinentalen Bildungsräume. In diesem Sinne bilden auch in Südafrika sowohl das ältere Transvaalsystem, wie das jüngere Kapsystem nach H. Cloos[1]) je eine gut abgegrenzte „Trias"-formation. So ist auch das Sparagmitsystem des südnorwegischen Eokambriums mit der Gliederung in älteren Sparagmit, Birikalk und jüngeren Sparagmit eine „Trias", und wenn auch der die festländischen Ablagerungen trennende Birikalk durch Fossilfunde noch nicht als marin erwiesen ist, so ist er doch seiner petrographischen Beschaffenheit nach vielen echt marinen Kalken vergleichbar. Ferner entspricht der Muschelkalktransgression der germanischen Trias die Transgression des mitteldevonischen Meeres in Teilen des Old Red-Gebietes. In England, wie auch in Teilen von Frankreich und Spanien, fehlt zwar der Trias die marine Einschaltung des Muschelkalkes, so daß die Bezeichnung „Trias" im Sinne der Dreiheit nicht mehr zutrifft. Wohl aber ergibt sich in manchen Teilen Mittelenglands eine „Trias" dadurch, daß sich der marine Zechstein zwischen die kontinentalen Ablagerungen des Lower (Rotliegend) und Upper New Red (Trias) einschiebt. Alle diese Fälle mögen als Beispiele dafür gelten, daß die im allgemeinen aufwärtige Generalundation einer größeren Einheit, die Becken mit abwärtiger Spezialundation umschließt, wenigstens über weitere Gebiete hin einmal abwärtig wird. Ich verweise auch noch auf die als oberkretazisch geltenden Pucasandsteine des bolivianischen Andengebietes, die gleichfalls eine „Trias" sind, indem innerhalb der sehr mächtigen, meist rotgefärbten Schichtserie von vorherrschend kontinentaler Entstehung eine vorübergehende Meeresingression erkennbar ist.

---

[1]) H. Cloos, Die vorkarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes. Geol. Rdsch., 1915, Bd. 6, S. 330.

Das germanische Triasbecken hat sodann, wie gesagt wurde, viele Parallelfälle in seiner Eigenschaft als Red beds-Senke. Solche treten fast in allen Weltteilen auf. Beispiele bilden das Old Red Nordeuropas, das Rotliegende Mitteleuropas, das triadische Newark des östlichen Nordamerikas. In allen diesen Fällen begegnen uns diese Red beds in gewaltiger Mächtigkeit. So ist das Newark in Pennsylvanien und New Jersey bis über 20000 Fuß, in Connecticut 10—13000 Fuß mächtig (vgl. Schuchert, Textbook); die Mächtigkeit allein des unteren Old Red beträgt im Midland-Valley Südschottlands über 4000 m, diejenige allein des mittleren Old Red in Nordschottland über 5000 m (vgl. Evans, Hdb. Reg. Geol., British Isles); auf über 2000 m schwillt das Rotliegende im Saargebiete an. Überall ergibt sich also das Bild ungewöhnlich starken Einsinkens. Trotzdem bleibt aber der festländische Charakter gewahrt, da es sich eben um Spezialbecken innerhalb größerer Festlandseinheiten mit im allgemeinen aufwärtigen Generalundationen handelt und jedenfalls etwaige vorübergehende abwärtige Generalundationen nicht beträchtlich genug gewesen sind, als daß das Meer Zutritt in die Spezialbecken hätte finden können. Insbesondere fordert das Newark zum Vergleiche mit dem deutschen Rotliegend heraus (vgl. auch S. 54), und zwar nicht nur hinsichtlich der großen Mächtigkeit der vorherrschend rotgefärbten Sedimente, der Schmalheit der oft sehr langgestreckten Bildungsräume und der Einschaltung von Eruptivdecken, sondern auch hinsichtlich der Vor- und Nachgeschichte. Die Vorgeschichte war in beiden Fällen die durch Faltung endgültig erzielte Konsolidation, die Nachgeschichte („Grabenphase“ nach der „Beckenphase“) die weitere orogene Umformung in mehr germanotyper Art. So erklärt sich auch, daß das Newark ein verspätetes Rotliegend ist, verspätet deswegen, weil auch das Ende der alpinotypen Faltungen sich im östlichen Nordamerika verspätet hatte. Denn als die Red beds-Senken des deutschen Rotliegend sich schon entwickelten, bereitete sich im östlichen Nordamerika die letzte der großen alpinotypen Faltungen erst noch vor, die dann die endgültige Konsolidation und weiterhin die Entstehung der Red beds-Senken im Gefolge hatte.

Hinsichtlich des Gefolgtseins konsolidierender Faltungen durch eine „Trias“ verweise ich noch darauf, daß sich

an die vorkambrische Faltung	der Sparagmit Norwegens mit der Birikalk-Ingression,
an die kaledonische Faltung	das Old Red mit der Spirifer Anosoffi-Ingression des Baltikums,
an die variscische Faltung	die germanische Trias mit der Muschelkalk-Ingression

anschloß.

4. General- und Spezialundationen im Molukkengebiete

Wir betrachteten bisher Fälle der Spezialundation in Gebieten von vorherrschend positiver Generalundation. Wir kommen nunmehr zu einem Beispiele von Spezialundationen in einer Zone vorherrschend negativer Generalundation. Es betrifft das früher schon hinsichtlich seiner undatorischen Vorgänge von mir behandelte Molukkengebiet (St. XII, S. 20/21).

Von der Entstehung der dortigen Inselbögen haben uns namentlich Molengraaff und Brouwer[1]) ein Bild gegeben. In dem von Brouwer eingehend dargestellten Gebiete, das einerseits östlich von Java und Celebes und andererseits westlich von Australien und Neuguinea liegt und in dem tiefe Meeresbecken und gehobene Landmassen stark wechseln, gehören die gehobenen Landmassen im wesent-

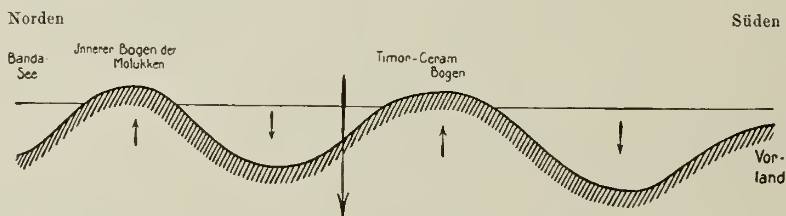


Fig. 13. General- und Spezialundationen im Molukkengebiete.
(Der große Pfeil gibt die negative Generalundation des Molukkengebietes an, die kleinen Pfeile veranschaulichen die Spezialundationen.)

lichen zu zwei einigermaßen konzentrisch verlaufenden und durch die tiefen Meeresbecken getrennten Inselbögen, dem äußeren Timor-Ceram-Bogen und dem inneren Bogen der jungen Vulkaninseln, der Endigung des Bogens Java-Soembawa-Flores-Wetter. Diese Inselbögen sind Faltungsbögen, also orogener Entstehung. Aber sie sind, wie in der Erdgeschichte in vielen ähnlich liegenden Fällen verfolgbar, ja vielleicht sogar die Regel ist (vgl. die Ausführungen Seite 24ff. über die En bloc-Bewegungen der Gebirge), Zonen von epirogener Eigenbewegung geworden. Diese Eigenbewegung ist nun eine Spezialundation innerhalb eines Gebietes mit abwärtiger Allgemeinundation. In seiner Gesamtheit ist nämlich das Gebiet der Molukken während der jüngsten Erdgeschichte ein sinkendes Becken; ragen hier doch nur noch einzelne Reste einer einst vorhanden gewesenen ausgedehnteren Gebirgswelt auf. Aber eine starke Spezialundation herrscht hier und treibt strichweise die Landmassen trotz der generellen abwärtigen Undation in die Höhe, wie die hochliegenden

[1]) H. A. Brouwer, Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken. Geol. Rdsch. 1917, Bd. 8, S. 197—209.

jugendlichen Korallenriffe beweisen. Treten nun Veränderungen in der relativen Stärke von Allgemein- und Spezialundation ein, so kann es in denselben Zonen bald, nämlich bei Überwiegen der positiven Spezialundation, zum Aufsteigen, bald, nämlich bei Überwiegen der negativen Allgemeinundation, zum Sinken kommen. Besonders tiefe Senkungen müssen aber dort auftreten, wo zu der negativen Allgemeinundation noch eine negative Spezialundation hinzukommt. Als Teile eines im allgemeinen sinkenden Raumes sind die ostasiatisch-pazifischen Inselbögen also ertrinkende Gebirge, die durch eignen Auftrieb gegen das Ertrinken mit geringerem oder größerem, strichweise sogar mit starkem und andauerndem Erfolge ankämpfen.

Auch diese Verhältnisse veranschauliche ich an Hand einer schematischen Skizze (s. Fig. 13). In ihr geben die kleinen Pfeile wieder die Spezialundationen und der große Pfeil die abwärtige Generalundation an.

C. Die Meeresbewegungen als Ausdruck von Veränderungen im Undationsverlaufe

Es gibt, wovon schon in früheren Kapiteln die Rede war, Transgressionen, die rein faziell zum Ausdruck kommen und mit denen eine Erweiterung des Sedimentationsraumes nicht verknüpft ist; ja, wir kennen sogar solche, die sich unter Einengung des Sedimentationsraumes vollziehen („reduktionale Transgressionen“). Ich erinnere z. B. an die Transgression des Cuisiens im Pariser Becken. Es gibt anderseits Regressionen, die ohne Einengung des Sedimentationsgebietes, ja sogar unter Erweiterung desselben („extensionale Regressionen“) verlaufen. Die Regression des germanischen Buntsandsteins und des germanischen Keupers wie auch diejenige des jüngeren Paläozäns im Pariser Becken sind uns Beispiele dessen gewesen. Aber von solchen Ausnahmefällen abgesehen, bringt doch die Transgression eine Erweiterung, die Regression eine Verengung des Sedimentationsgebietes.

In der Literatur werden hier und da die Transgressionen, und besonders die größeren, kurzhin als „vorübergehende Überflutungen der Festländer“ bezeichnet. Die Sachlage, die sich namentlich bei größerer Mächtigkeit der nach der Transgression abgesetzten Sedimentationsfolgen ergibt, ist aber doch die, daß das überflutete Gebiet wenigstens zeitweilig in den Zustand des Sinkens kommt. Dazu gibt es ja auch sehr viele Transgressionen, mit denen bis dahin aufsteigende oder neutrale Zonen in den Zustand d a u e r n d e n Sinkens geraten. Denken wir z. B. an die alpinen Gebiete nach der variscischen Faltung. Weite Teile werden dort schon in der Dyas zu sinkenden Räumen, und zwar im allgemeinen mit kontinentaler Sedimentation, während nur in den Südalpen das Meer etwas Raum gewinnt. Dann folgt die skythische

Transgression, und mit ihr erweitern sich die Sphären des Schichtenabsatzes, und neue Gebiete kommen in säkuläres Sinken; in anderen Teilen beginnt dieser Senkungsvorgang mit der norischen Transgression. Oder wir denken an die Zechsteintransgression in Nord- und Mitteldeutschland; verhältnismäßig eng begrenzt waren die Sedimentationsräume des Rotliegenden, eine außerordentliche Erweiterung tritt mit der Zechsteintransgression ein, und die dabei überfluteten Gebiete bleiben im Zustande des Sinkens durch die Triaszeit, weithin auch noch im Jura und im Norden auch noch in der Kreide und im Tertiär.

Als „vorübergehende" Überflutungen der Festländer sind die Transgressionen also dann nicht zu bezeichnen, wenn mit ihnen Festlandszonen diesen ihren Charakter auf die Dauer oder doch für lange Zeit verlieren und den Charakter der Geosynklinalen annehmen. Bis zu einem gewissen Grade gilt das schließlich fast für alle Transgressionen, wenn wir die Geosynklinalen als „säkulär sinkende Gebiete" definieren, — jedenfalls für alle, denen erheblichere Sedimentation folgt.

Oft leiten kontinentale Ablagerungen eine transgredierende Schichtenfolge ein — wenn auch nicht in ihrer ganzen Erstreckung. Hier haben wir es also zunächst mit Senkungszonen festländischer Art zu tun, in die bei weiterer Senkung das Meer eindringt. So geht in Sachsen der Transgression des marinen Cenomans die Ablagerung der festländischen Crednerienschichten, so im Wiener Becken der Transgression der zweiten Mediterranstufe die Ablagerung der kontinentalen Pittener Schichten voran; so setzt in manchen Teilen Norddeutschlands die übergreifende Schichtenserie nach der Osterwald-Phase der kimmerischen Gebirgsbildung mit dem limnischen Wealden ein, über dem dann das marine (transgredierende) Neokom folgt. In solchen Fällen sanken die Becken schon, ehe das Meer da war, das erst nach einer gewissen Zeit Zutritt fand. Haug hebt hervor (Traité, S. 507), daß das Meer bei der Transgression über festländische Gebiete zunächst in sinkende Räume, die Aires d'Ennoyage der Festlandszonen, eindringt; „wenn man einen Kontinent als Gruppe von Aires de Surélévation, getrennt durch Aires d'Ennoyage auffaßt, sieht man ein, warum er bald teilweise, bald ganz durch eine marine Transgression überflutet werden kann". Mit Bildung langer Mulden hat Karpinski[1]) die im Dogger, in der Wolgastufe und im Neokom auf der Westseite des Urals eintretenden Transgressionen und die oligozäne Transgression an der Ostseite des Urals in Verbindung gebracht.

Bei den Transgressionen handelt es sich also nicht, wenigstens im allgemeinen nicht, um einfache Überflutungen der Festländer; vielmehr werden Räume, die bis dahin aufstiegen oder sich neutral verhielten,

---

[1]) Sur les mouvements de l'écorce terrestre dans la Russie d'Europe. Annales de Géogr. V, 1896, S. 179—192.

vorübergehend oder länger zu Senkungszonen und im wesentlichen dadurch wird dem Meere das Vordringen ermöglicht. Bezeichnen wir mit A. Penck (s. S. 283) das Eindringen des Meeres in Muldenzonen als „Ingression“ und gehen wir so weit, daß wir hierbei nicht nur die orogenen echten Mulden, sondern auch die säkulär sich fortbildenden (epirogenen) weiten Senkungswannen, also auch die Aires d'Ennoyage im Sinne Haugs, in Betracht ziehen, so fällt ein ganz großer Teil der Transgressionen wenigstens der ersten Anlage nach unter die „Ingressionen“.

Wenn das Meer einer Geosynklinalzone über ihren Raum hinaustritt und die angrenzenden Festlandsgebiete überflutet, und wenn danach in den ehemaligen Festlandsgebieten die Sedimentation ihren Fortgang nimmt, so heißt das doch nichts anders, als daß der schon länger im Sinken befindliche Raum, die Geosynklinale, sich auf Kosten der Festlandsschwellen erweitert, also Teile der letzteren in sich einbezieht. Und wenn umgekehrt eine Geosynklinale eingeengt wird, so bedeutet das doch, daß vorher sinkende Zonen, die nunmehr verlandeten Randzonen der Geosynklinalen, den Zustand des Sinkens aufgeben und sich von nun an mindestens neutral verhalten, in vielen Fällen aber darüber hinaus sich der aufwärtigen Bewegung der angrenzenden Festländer, deren Teil sie geworden sind, anschließen. Aufsteigende und einsinkende Zonen gewinnen sich also gegenseitig Raum ab, bald wird die Spannweite der Geosynklinalen, bald diejenige der Festlandsschwellen größer, — das ist wohl das wesentliche geodynamische Bild, das den Strandverschiebungen der epirogenen Zeiten zugrunde liegt. Setzen wir eine gewisse Konstanz der ozeanischen Wassermassen voraus, so muß natürlich in thalattokraten Zeiten das Weltmeer durchschnittlich etwas flacher, in geokraten durchschnittlich etwas tiefer sein. Aber auch die Kontinentalgebiete sind wohl in den thalattokraten Perioden als durchschnittlich höher anzunehmen. Die Flachheit des Landes erleichtert das Vorrücken des Meeres; auch fazielle Verhältnisse sind im Sinne einer größeren Flachheit des Landes in den Transgressionsperioden zu deuten, wie schon Wilh. Ramsay (a. a. O.) getan hat. Die Regression betrachten wir als Folge der Hebung von Festlandszonen, aber es liegt der Gedanke wohl nahe, daß es sich hier nicht nur um Hebung gerade der Regressionszonen, sondern um allgemeinere Hebungen der Festländer handelt.

Somit hätten wir:

in den geokraten Perioden größere durchschnittliche Höhe der erweiterten Festländer, etwas größere durchschnittliche Tiefe der verengten Meere, d. h. überhaupt wohl größere Gegensätze des Erdreliefs;

in den thalattokraten Perioden geringere Höhe der verkleinerten Festländer, etwas geringere durchschnittliche Tiefe

der erweiterten Meere, überhaupt wohl ein etwas ausgeglicheneres Erdrelief.

Die Erniedrigung der Festländer und die Verflachung der Meere im Übergange von der Geokratie zur Thalattokratie, d. h. die Transgression, wird gewiß nicht nur durch exogene Vorgänge, also durch Nivellierung der Festländer und Auffüllung der Meere, erzielt, sondern insbesondere durch endogene (epirogene) Vorgänge[1]) oder — genauer gesagt — durch Veränderungen in dem bisherigen Gange der epirogenen Vorgänge (Undationen) derart, daß die Festländer sich weniger stark heben bezw. aufwölben, soweit sie nicht weithin gar zu sinkenden Sedimentationszonen werden, und die Meere sich weniger stark senken, soweit nicht in manchen Teilen ihr Untergrund aufwärts bewegt wird. Es verschiebt sich in diesem Sinne nicht nur die Grenze zwischen den aufsteigenden und absteigenden Zonen, d. h. es wird nicht nur bald die Spannweite der Aufwölbung der Festlandsschwellen, bald diejenige der Einwölbung der Geosynklinalen größer, sondern es ändert sich auch der Betrag der Vertikalbewegung innerhalb der Zeiteinheit.

D. Die epirogene Gleichzeitigkeitsregel

Wir sind zum allgemeinen Bilde erdumfassender zeitlicher Übereinstimmungen in den großen Strandverschiebungen auch für die epirogenen Zeiten gekommen. Aus ihnen schließen wir, indem wir in den Strandverschiebungen in der Hauptsache den Ausdruck der Bewegung der festen Erdkruste erblicken, auf erdumfassende zeitliche Übereinstimmungen im Ablaufe der epirogenen Bewegungen des Festen. So habe ich bereits 1922 (St. XIII, S. 10) neben das oben erwähnte orogene Gleichzeitigkeitsgesetz, im wesentlichen als Ergebnis der Studien über die Meeresbewegungen der Vorzeit, die epirogene Gleichzeitigkeitsregel gestellt. Sie lautet:

> Die Veränderungen im Gange der epirogenen Bewegungen zeigen in den verschiedensten Erdgebieten erhebliche gleichzeitige Gleichsinnigkeiten.

Nachdrücklich sprach ich gegenüber dem orogenen Gleichzeitigkeitsgesetze von einer epirogenen Gleichzeitigkeitsregel. Denn das orogene Gleichzeitigkeitsgesetz entspricht sozusagen der Gesamtheit der Erfahrungen; demgegenüber finden wir bei der Epirogenese nur eine auf statistischem Wege ermittelte Regel, die in allen Zeiten Ausnahmen kennt, in den einen mehr, in den anderen weniger.

---

[1]) vergl. auch W. Ramsay, a. a. O. „Während der langen anorogenetischen Phasen wurden die Kontinente wieder niedriger und das Meer seichter. Dieses geschah auf zweierlei Weise: durch Bewegungen in der Erdkruste und durch die Degradations- und Aggradationsprozesse.“

E. Der Kanon der Meeresbewegungen als Kanon der Intensität des tangentialen Stauungsdruckes. Die Ursachen der Epirogenese

Auf das ganze Problem der Ursache der epirogenen Vorgänge und die historische Entwicklung dieses Problems soll hier nicht eingegangen, vielmehr sollen nur einige Folgerungen aus vorangegangenen Betrachtungen gezogen werden. Dabei wiederhole ich zwar z. T. nur, was ich schon bei anderer Gelegenheit, damals allerdings ohne Beigabe des in den vorstehenden Kapiteln niedergelegten beweisenden Materials, kurz ausgeführt habe.

Erstens: Ist es richtig, daß in gleichen Zeiten die epirogenen Bewegungen in den verschiedenen Gebieten der Erde trotz mancherlei Ausnahmen im großen und ganzen gleichsinnig verlaufen, so können zu ihrer Erklärung nicht Ursachen von örtlicher Bedeutung herangezogen werden, vielmehr sind allgemeiner verbreitete und allgemeiner wirksame Ursachen anzunehmen. Jedenfalls kann das Hauptmotiv nicht in örtlichen Verhältnissen gesucht werden.

Großen Anhanges erfreut sich ja die Auffassung, daß isostatische Ausgleichvorgänge die Epirogenesen bedingen, und ich bin weit davon entfernt, ablehnen zu wollen, daß sie in vielen Einzelfällen mitsprechen, in manchen vielleicht sogar stark. Ich denke z. B. an das durchaus in den Kreis der epirogenen Vorgänge fallende nachorogene säkuläre Einsinken hoch aufgestauter Gebirge in den etwas nachgiebigen, dabei aber als schwerer anzunehmenden Untergrund, auf das namentlich Alb. Heim aus den Schwereverhältnissen des Alpengebirges geschlossen hat. Ich halte es auch mit Koßmat für durchaus möglich, daß bei diesem Einsinken die Gebirgskörper ihre Vorzonen mit hinabziehen und daß also manche der sog. Vortiefen in diesem Sinne eine wenigstens teilweise Erklärung auf isostatischer Grundlage finden; und dabei ist auch eine solche Vortiefenbildung wegen ihrer Art und Dauer unzweifelhaft als ein epirogener Vorgang anzusprechen. Auch andere Fälle epirogener Vorgänge mag man anführen, in denen die Mitwirkung isostatischer Momente augenscheinlich oder möglich ist. Aber in der Isostasie kann das Grundprinzip der Epirogenese nicht gesucht werden, denn örtlich wirkende Verhältnisse sind nicht geeignet zur Erklärung von Vorgängen von erdweiter Bedeutung. Wie das orogene Zeitgesetz gegen die Isostasie als Ursache der orogenen Vorgänge spricht, so kann also im Hinblick auf die epirogene Gleichzeitigkeitsregel die Isostasie auch nicht als Motiv oder jedenfalls nicht als Hauptmotiv der epirogenen Vorgänge gelten.

Zweitens: Wir haben gesehen, daß die orogenen Phasen von starken Regressionen begleitet zu sein pflegen, und daß solche sich nicht nur in

den eigentlichen Zonen der Faltung zu erkennen geben, wo eine unmittelbare Verdrängung der Wassermassen durch den aus dem Meeresboden aufsteigenden Faltenbau vorliegt, sondern gleichzeitig auch weithin in den stabileren Erdzonen auftreten, wo auch in den orogenen Phasen die tektonischen Vorgänge mehr nach epirogener Art erfolgen. Wir sehen also, daß Bewegungen, die ihrer Art nach den epirogenen sehr nahe stehen (in diesem Falle sog. „synorogene" Vorgänge) und durch allgemeine Regressionen angezeigt sind, sich in den Zeiten starker Wirkung des tangentialen Druckes einstellen, und, wie ich weiter schließen möchte, die Folge dieses starken Druckes sind (St. XIII, S. 23).

So kommen wir, ausgehend von der Betrachtung der Meeresbewegungen in den orogenen Zeiten, zunächst zu der Vorstellung,

> daß ein erweitertes und verstärktes Aufsteigen der Festländer, begleitet von entsprechenden Einengungen der Meere, mit starken Druckwirkungen in der Erdkruste nicht nur zeitlich zusammenfällt, sondern auch in kausalem Zusammenhange steht.

Damit liegt es aber nahe, überhaupt die durch negative Strandverschiebungen sich ausdrückenden allgemeineren Einengungen der Meere mit einem verstärkten Stauungsdrucke in Verbindung zu bringen, und damit liegt es weiter nahe, die Ursachen der allgemeinen Transgressionen in dem Nachlassen dieses Stauungsdruckes zu sehen (St. XIII, S. 23).

Damit komme ich über den Weg der Trans- und Regressionen wieder zu der von mir schon auf Grund des Erscheinungsbildes der „Undation" stets (vgl. u. a. St. III, S. 828ff., St. V, S. 24) vertretenen Auffassung, daß, wie die Ursache der Undulation (Orogenese), so auch im wesentlichen diejenige der Undation (Epirogenese) im tangentialen Erddrucke zu suchen ist.

Die Orogenese, die in der Gebirgsbildung zum Ausdruck kommt, und die Epirogenese, die Festländer aufsteigen und Geosynklinalen sinken läßt, haben also qualitativ gleiche und nur quantitativ verschiedene Ursachen, und aus der quantitativen Verschiedenheit erklärt sich die Verschiedenartigkeit der Wirkungen. Der epirogene Druck ist nichts anderes, wie ein verschwächter orogener, der orogene ein verstärkter epirogener.

Auch A. Keith[1]) hat sich neuerdings dahin ausgesprochen, daß die Entstehung der Geosynklinalen und der ihnen beigeordneten Geantiklinalen die „frühe Manifestation" der gleichen Kräfte sei, die auch die Faltungen hervorrufen. In dieser Hinsicht stehen Keith und ich auf dem alten Boden Danascher Vorstellungen. Ferner liegt der Bezeichnung von Spezialgeosynklinalen und Spezialgeantiklinalen als „embryo-

[1]) A. Keith, Outlines of Appalachian Structures. Bull. Geol. Soc. America 34, 1923, p. 353.

naler“ Faltungen (S. 59) die Vorstellung ihrer Entstehung durch seitlichen Druck zugrunde.

Man findet in der Literatur auch wohl, daß die Orogenesen „Kulminationen“ der Epirogenesen seien. Dem will ich zustimmen, soweit es kausal gemeint ist.

Die Strandverschiebungen vollziehen sich, wenn im allgemeinen auch gleichsinnig, so doch in dem einen Gebiete stärker, dem anderen schwächer, während sie in dritten Gebieten vielleicht ganz unterbleiben. Das ist wohl der Ausdruck dessen, daß die epirogene Stauung nicht gleichmäßig, sondern hier stärker, dort schwächer, dort gar nicht wirkt, mögen bei den Unterschieden in dem Ausmaße der Meeresveränderungen auch die jeweiligen topographischen Verhältnisse mitsprechen, die allerdings z. T. selbst wieder durch die Bewegungen des Bodens bedingt sind. Jedenfalls erweist sich die epirogene Stauung auf Grund der Universalität der mit ihr in Zusammenhang stehenden Meeresbewegungen als weit universeller wirksam, als die orogene, die, obwohl eine allgemeine Ursache, doch zu örtlich sehr gesteigerten Kraftäußerungen in jeweilig besonders prädestinierten Zonen führt. Dem dauernden Einflusse des wenn auch schwächeren epirogenen Druckes unterliegen eben auch solche Erdzonen, die vermöge ihrer größeren Starrheit für orogene Veränderungen unzugänglich sind.

Sueß hat als wesentliches Argument für seine Auffassung, daß die Meeresveränderungen nicht auf Bewegungen des Festen, d. h., wie er sagt, auf „örtlichen“ Verhältnissen, beruhen könnten, immer wieder die mehr allgemeine Verbreitung der Meeresbewegungen hervorgehoben. „Man kann sich nicht erklären, daß in gewissen Teilen der Vereinigten Staaten und im mittleren Rußland dieselben Lücken in den Formationsfolgen auftreten“ (Antlitz d. Erde II, S. 698). „Die Lehre von den säkulären Bewegungen der Kontinente ist nicht geeignet, die wiederholten Überflutungen und Trockenlegungen des festen Landes zu erklären. Die Veränderungen sind viel zu ausgedehnt und viel zu gleichmäßig gewesen, als daß sie in Bewegungen des Erdfesten ihren Grund haben könnten“ (Ebenda, S. 684). Aber der Widerspruch, den Sueß hervorhebt, behebt sich leicht. Denn die Bewegungen des Festen erscheinen uns jetzt nicht mehr als rein „örtliche“ Verhältnisse, sondern als „ausgedehnt“ und „gleichmäßig“ in sehr verschiedenen Gebieten der Erde, — also als Einzelfälle allgemeiner Erscheinungen (St. XII, S. 93). So hat auch Haug (Traité, S. 531) die Gleichzeitigkeit der Vereisungen auf der ganzen Erdoberfläche durch die Gleichzeitigkeit der positiven epirogenen Bewegungen, die nach ihm die Vereisungen eingeleitet haben, erklärt.

Auch die relativ schwache tangentiale Stauung, die Ursache des epirogenen „Wellenwurfes großer Spannweite“, unterliegt nach obigen

Auffassungen noch erheblichem Schwanken. Bei ihrer Verschwächung (Mio-Epirogenese) pflegen allgemeine Transgressionen einzutreten, bei ihrer Verstärkung (Plio-Epirogenese) allgemeine Regressionen. Letztere zeigen sich aber insbesondere dann, wenn die Stauung sich bis zum Entstehen orogener Gebilde steigert. Der Kanon der Meeresbewegungen ist also in diesem Sinne zugleich der Kanon der wechselnden Intensität des tangentialen Erddruckes (St. XII, S. 93).

Anhaltender schwacher Druck vermag auch starrere Massen zu verbiegen, während diese auf mehr plötzlichen und starken Druck durch Zerbrechen reagieren. Der Faktor Zeit überwindet also die Starrheit der Gesteinsverbände (s. S. 39). Ganz in diesem Sinne kommt es in den stabilen Erdgebieten, wenn überhaupt zu Wellungen, doch im allgemeinen nur zu säkulären als Reaktionen auf das langfristige Wirken des relativ schwachen (epirogenen) Druckes, während der Untergrund auf den episodischen starken Druck, wenn überhaupt, so durch Zerbrechen reagiert. Dagegen kommt es in den mobileren Erdgebieten zu Wellungen bei beiderlei Druckverhältnissen, und zwar bei langandauerndem und schwachem Drucke zu Großwellen (Undation), bei kurzfristigem und starkem zu den engen Wellen der Faltung (Undulation). Also ist auch v. Bubnoffs Äußerung („Gliederung der Erdrinde", a. a. O., S. 32), daß das Auftreten weit- oder engspanniger Mulden von dem Material abhängt, indem die weitspannigen an den stabilen, die engspannigen an den mobilen Untergrund gebunden sind, nur teilweise richtig. Denn weitspannige gibt es überall, nicht nur in den stabileren Zonen, engspannige allerdings nur in den mobileren. Den Undationen in den stabileren Zonen entsprechen solche auch in den mobileren; die Undulation als Reaktionsform der mobileren Zonen auf gesteigerten Druck hat aber innerhalb der stabilen Blöcke ihr Gegenstück in Brucherscheinungen. Das zeigen vor allem ja auch die zeitlichen Übereinstimmungen.

Es ist aus vorstehenden Ausführungen ersichtlich, und ich habe das auch an anderer Stelle mit allem Nachdrucke gesagt, daß ich den tangentialen Druck zwar als Hauptursache, aber gewiß nicht als einzige Ursache für das Zustandekommen epirogener Vorgänge auffasse (St. XIII, S. 23). Andere Motive, z. B. subkrustale Vorgänge, wie Massenverlagerungen oder thermische An- und Abschwellungen, und insbesondere isostatische Verhältnisse mögen hinzukommen, und es wurde ja schon auf Beispiele verwiesen, in denen Epirogenesen ganz augenscheinlich auf isostatische Ausgleichsvorgänge in der Erdkruste zurückgehen. Überhaupt muß das Streben nach Isostasie als motorisches Prinzip unbedingt anerkannt werden, wenn auch die Starrheit der Erdkruste zu groß ist, als daß es überall oder auch nur in größerem Umfange zur Geltung

kommen könnte. Aber sicher wirkt es bei den langfristigen Epirogenesen ungleich mehr mit als bei den kurzfristigen orogenen Vorgängen.

Wenn man nun auch, im wesentlichen nur fußend auf den gravimetrischen Verhältnissen des heutigen Bodens, die Isostasie als motorisches Prinzip bei den dynamischen Vorgängen der Erdkruste durchaus anerkennt, so muß man sich doch der infolge der Starrheit der Erdkruste nur geringen Empfindlichkeit der Isostasie, wie sie sich gleichfalls aus den gravimetrischen Verhältnissen der Gegenwart ergibt, bewußt bleiben. So ist das hochliegende Koloradoplateau, so ist Korsika, die bis 2750 m Höhe aufragende Gebirgsinsel, so ist Kalabrien mit seinen fast 2000 m Höhe erreichenden Gebirgen, so sind weite Teile Siziliens nicht kompensiert, indem diese Gebiete trotz ihrer Höhe nicht ein Minus, sondern ein Plus an Untergrundsschwere erkennen lassen. Die Hilfshypothese setzt hier ein, daß die unkompensierten Gebirgsländer nur Teile größerer Einheiten bilden, die als Ganzes gravimetrisch kompensiert sind. Also ein 80 km breites und 120 km langes Gebirgsland, wie Korsika, wird von noch größeren Krustenteilen infolge deren Starrheit getragen, ohne innerhalb derselben zu isostatischem Ausgleiche zu kommen! Und geht doch auch das im Durchschnitt über 150 km breite Alpengebirge im Sinne der Ausführungen Kossmats nicht für sich in die Tiefe, sondern zieht infolge der Starrheit des Untergrundes eine Vortiefenzone von 50—100, ja sogar 150 km Breite mit sich hinab. Überhaupt tritt ja nach Helmert[1]) isostatische Anpassung erst in Bezirken von einige hundert Kilometer linearer Ausdehnung ein. Aber undatorische Vorgänge, und auch der Richtung nach gegensätzliche, ereignen sich in ungleich kleineren Abmessungen, liegen also nach allen Erfahrungen weit unterhalb der Empfindlichkeitsgrenze der Isostasie. Schon deshalb scheidet die Isostasie als motorisches Hauptprinzip jedenfalls bei kleinwelligen Undationen aus. Aber damit kann man sie doch auch für die großwelligen, die ihrem Wesen nach mit den kleinwelligen übereinstimmen, höchstens als Nebenmotiv zulassen.

Wenn hochaufragende Komplexe von der Ausdehnung Korsikas und Kalabriens die Erdkruste nicht eindrücken, dann kann doch unmöglich „das Häufchen Sand“, um mit Petrascheck[2]) zu reden, das in den intermontanen Senken des variscischen Gebirges in jungpaläozoischer Zeit sich zu sammeln begann, — und mag es sich hier selbst um größere Sedimentmächtigkeit handeln —, diese Senken in die Tiefe gedrückt haben! So kann man Born (a. a. O.) auch nicht zustimmen, wenn er den Ablauf der Einsenkung der von ihm in ihrem ganzen Zusammenhange erkannten oberkarbonisch-dyadischen intermontanen Saar-Saale-Katzbach-Senke (vgl.

[1]) Fr. Helmert, Enzyklopädie der math. Wiss., Bd. 6, I B., S. 88, 1908.

[2]) W. Petrascheck, Ztschr. d. Dtsch. geol. Ges. 1922, Monatsber. S. 258.

Fig. 14 auf S. 379) auf rein isostatische Ursachen zurückführt, wenn er dabei sogar rechnerisch darzulegen versucht, daß aus angeblicher innerer Notwendigkeit am Schlusse der Rotliegendzeit jenes ganze Senkensystem mit seiner epirogen einsinkenden Schuttausfüllung zum Stillstand kommen mußte, und wenn er weiter hierin ein Beispiel dafür sieht, wie ein epirogener Zyklus nach isostatischen Gründen sich schließlich „totlaufen“ müsse. Auch in letzterer Hinsicht versagt das Bornsche Beispiel, denn zunächst hört ja nur in einem verhältnismäßig kleinen Teile der in Rede stehenden Senkungszone mit dem Ausgange des Rotliegenden der Senkungsprozeß, wenn auch noch nicht einmal vollständig, auf, und dazu fällt dieses im Saar-Nahe-Gebiete, das in dieser Hinsicht ganz besonders in Betracht kommt, noch mit der hier nicht ganz unerheblichen letzten (Pfälzer) Phase der variscischen Faltung zusammen; dazu ist aber selbst hier in der Überdeckung durch Buntsandstein eine spätere Senkung noch angedeutet. Weithin gehen die Senkungen der in der variscischen Zeit „intermontanen“ Geosynklinalzone aber nach dem Rotliegend noch in kräftigster Weise fort — wenn auch, wie übrigens zum Teil auch schon im Oberrotliegenden, in außerordentlich sich erweiternden Grenzen —, und sie dauern an im Zechstein, in der Trias und z. T. auch noch im Lias.

Born spricht nun bei seinen Betrachtungen über das Einsinken geosynklinaler Zonen von der „primären“ Tiefe der letzteren, die dann unter Fortgang der Senkung bei kontinentalen Verhältnissen etwa das Fünf- bis Sechsfache, bei marinen Verhältnissen etwa das Drei- bis Vierfache dieser primären Tiefe an Sedimentmächtigkeit aufnehmen sollen. Die primäre Tiefe soll durch orogene Vorgänge geschaffen sein. Aber die Ablagerungsverhältnisse z. B. in der Saar-Saale-Senke ergeben bei genauerer zeitlicher Zerlegung der Vorgänge, daß die Sedimentation nicht erst einsetzte, als ein Trog von recht erheblicher Tiefe schon da war[1]), sondern daß Sedimentation und Senkung schon von vornherein einigermaßen Hand in Hand gegangen sind.

In den Gebieten der quartären Vereisung wird vielfach — um nicht zu sagen fast allgemein — die Belastung des Untergrundes durch das entstehende Eis und seine Entlastung durch Abschmelzen desselben zur Erklärung der epirogenen quartären Vorgänge jener Gebiete und ihrer oft sehr weit gefaßten Umgebung herangezogen. Aber man muß doch viel mehr, als im allgemeinen geschieht, vor Augen haben, daß die in Betracht kommenden Bewegungen in gleicher oder ganz ähnlicher Weise auch in Gebieten, die nicht vereist

---

[1]) Bei gegen 7000 m Mächtigkeit der oberkarbonisch-altdyadischen Ablagerungen des Saargebietes (vgl. van Werveke, Erl. Bl. Saarbrücken 1 : 100000, Straßburg 1906, S. 129) müßte die „primäre“ Trogtiefe nach Borns Überlegungen also wohl rund 1250 m betragen haben.

waren, eingetreten sind, daß sie sich in den Gebieten der zeitweiligen Vereisung gleichartig auch in den langen geologischen Perioden zugetragen haben, in denen es dort noch keine Vereisungen gegeben hat, und daß sie dort auch jetzt noch weitergehen, trotzdem das Eis längst beseitigt ist. So leben in den quartären Bewegungen z. B. Fennoskandiens Tendenzen fort, die nach den paläogeographischen Verhältnissen der Vorzeit von alters her hier in Erscheinung getreten sind. Denn von alters her ist Fennoskandien — gleich dem Kanadischen Schilde — aufsteigendes Denudationsgebiet gewesen, das in seinen Randgebieten zuweilen ins Sinken gekommen ist, so daß Transgressionen Zutritt finden konnten.

Ich glaube nun die Auffassung vertreten zu können, daß, während der Kanon der Meeresbewegungen im allgemeinen durch das Hauptmotiv der epirogenen Vorgänge, d. h. die tangentiale Erdstauung, bedingt ist, sich in den Ausnahmen vom Kanon in vielen Fällen Nebenmotive äußern. Ich verweise z. B. (vgl. St. XIII, Anm. 43) auf das Alttertiär im Gebiete der Westalpen. Hier beginnt die Transgression im Mitteleozän (Lutétien) und setzt sich im Obereozän und Unteroligozän fort, während der „Kanon" in dieser Zeitfolge auch regressive Meeresbewegungen verlangt. In diesen Verhältnissen kommt wohl das fortgehende Versinken des damaligen Alpenkörpers im Sinne Heims zum Ausdruck. Ein isostatisches „Nebenmotiv" scheint hier die Abweichungen vom Kanon zu begründen.

Manche Ausnahmen vom Kanon mögen überhaupt weniger durch dynamische, als vielmehr durch exogene Vorgänge bedingt sein, z. B. Regressionen durch eine verstärkte Auffüllung der sinkenden Räume, mit der die Senkung nicht Schritt hält. An solche Verhältnisse könnte man, wie schon S. 329 angedeutet wurde, zur Erklärung des regelwidrigen Verhaltens der rheinisch-westfälischen subvariscischen Vortiefe in der oberkarbonischen Zeit denken. Wir haben dort ja in der Magerkohlenpartie eine im großen und ganzen regressive Tendenz, nämlich ein mehrfaches Hin und Her des Meeres mit negativem Übergewicht, so daß nach der Magerkohlenpartie fast eine Dauerverlandung vorliegt, die nur ganz vorübergehend nochmals durch marine Ingressionen unterbrochen wird. Der Kanon der Meeresbewegungen gibt aber in dieser Zeit eine allgemeine positive Meeresschwankung (moskovische Transgression) an.

Wenn aber eine Reihe verschiedenartiger Verhältnisse in den Meeresbewegungen neben dem Hauptmotive zur Geltung kommt, so ist es nicht nur nicht zu verwundern, sondern nur natürlich, daß die Meeresbewegungen keine einheitliche Gesetzmäßigkeit, sondern nur eine Regel erkennen lassen, die vielerlei Ausnahmen hat.

F. Synepirogenesen und ihre Erklärung

Weitere Ausnahmen von den Grunderfahrungen über die tektonischen Vorgänge in den epirogenen Zeiten sind nun nicht durch das Herrschen von Nebenmotiven oder jedenfalls nicht ausschließlich dadurch, sondern durch die ungewöhnlich hohe Dislokationsfähigkeit des betroffenen Materials bedingt. Ich muß hier auf Ausführungen verweisen, die ich im Jahre 1922 gemacht habe (St. XIV). Ich verstand unter „Normaltektonik" die Tektonik der Gesteine von „normaler" Mobilität im Gegensatze zu den Lageveränderungen von hochgradig mobilen Massen. Daß schon die Normaltektonik sehr erhebliche qualitative und quantitative Unterschiede im Zusammenhange mit der Art des betroffenen Materials zeigt, ist S. 257ff. ausgeführt worden. Nur für die Normaltektonik gilt ja auch das orogene Zeitgesetz, also das Gebundensein der Veränderungen des tektonischen Gefüges an ganz bestimmte Erdtermine (vgl. S. 62). Anders ist aber die Sachlage hinsichtlich der hochmobilen Stoffe des Untergrundes.

Es war schon davon die Rede, daß H. Cloos einen wesentlichen Teil des Vulkanismus, insbesondere den Tiefenvulkanismus, geradezu als eine „Tektonik des hochmobilen Materials" auffaßt, wobei er von der Vorstellung ausgeht, daß die Bewegungen des Magmas durch die gleichen Kräfte bedingt werden wie die Bewegung der normalen Gesteine und daß die Sonderformen der magmatischen Bewegungen durch den hochmobilen Zustand des flüssigen Magmas zu erklären sind. Es mögen aber neben dem Hauptmotive der Tektonik wie bei der Normaltektonik so auch bei der Tektonik des hochmobilen Materials Nebenmotive mitsprechen, ja bei dieser vielleicht noch mehr wegen der leichten Reaktionsfähigkeit des Stoffes auf Impulse aller Art.

Vor hundert Jahren rückten die tektonischen Vorgänge als angebliche Folge von Intrusionen in die Reihe der vulkanischen Geschehnisse ein. Die Auffassung ist nunmehr die umgekehrte, und die vulkanischen Geschehnisse stehen in der Reihe der tektonischen.

Nun sind gewiß sehr viele Magmabewegungen an die Zeiten der Orogenese gebunden, und solche Fälle sind in den vorangehenden Ausführungen über die Zeitlichkeit der einzelnen Orogenesen mehrfach berührt worden. Aber auch in unzweifelhaft anorogenen Zeiten, in denen die Normaltektonik sich auf rein epirogene Bewegungen beschränkt, treten Magmabewegungen ein, d. h. Erscheinungen, die, wenn wir den Vulkanismus als „Tektonik" auffassen und z. B. die Injektionen als gesteigerte „Injektivfaltungen", ihrer Art nach zu den orogenen gehören. Der epirogene Druck, den wir als eine Verschwächung des orogenen betrachten und der eben wegen seiner

Schwäche im Normalgesteine noch keine Umlagerungen von orogener Art zu leisten vermag, kann solche also sehr wohl an dem ihm wegen der hohen Mobilität leicht zugänglichen Magma vollführen.

Aus der verhältnismäßig großen Mobilität der Salzgesteine erklärt sich nun, daß ausnahmsweise auch das Salzgebirge in den epirogenen Zeiten schon Umformungen von durchaus orogener Art erfahren kann. Ich habe zwar bis vor kurzer Zeit mit Nachdruck die Auffassung vertreten und auf Grund aller bis dahin vorliegenden Erfahrungen vertreten müssen, daß das Salzgebirge des deutschen Bodens in den gleichen Zeiten wie auch die übrigen Gesteine gefaltet und im Zusammenhange damit hochbewegt worden sei und daß also die ganze sog. „Salzinjektion" in die Zeiten der orogenen Vorgänge gehöre. Im großen und ganzen ist das auch heute noch aufrecht zu erhalten; aber es scheinen doch Ausnahmen in dem Sinne zu bestehen, daß auch einmal in Zeiten, die für die Normaltektonik rein epirogen sind und die wir somit als anorogen bezeichnen, Aufwärtsbewegungen und tektonische Umformungen des Salzes eingetreten sind. Ich verweise in diesem Sinne insbesondere auf Untersuchungen von K. Gripp[1]).

Das Salz nimmt hinsichtlich seiner Mobilität eine gewisse Mittelstellung zwischen Normalgestein und Magma ein, und was für das Magma in starkem Maße gilt, nämlich seine Dislozierung auch schon in anorogenen Zeiten, das trifft für das Salz wenigstens ausnahmsweise zu, anscheinend erstens dann, wenn es infolge besonders starker geosynklinaler Versenkung besonders mobil ist, und zweitens wohl in plioepirogenen Phasen, d. h. also in solchen, in denen der an sich schwache epirogene Druck eine zeitweilige Verstärkung erfährt, ohne dabei aber in dem normalen Gesteine schon orogene Erscheinungen hervorrufen zu können. So schlägt die Salztektonik eine Brücke zwischen der Normaltektonik und dem Vulkanismus, so bildet das Verhalten des Magmas und des Salzes eine Ausnahme vom orogenen Zeitgesetze, die zwar beseitigt ist, wenn wir dieses Gesetz eben nur für die Erdstoffe von normaler Mobilität gelten lassen (s. oben). Aber die Salztektonik fügt sich völlig dem Vorstellungskreise ein, daß das Hauptmotiv aller Tektonik der seitliche Druck ist und daß die jeweiligen Erscheinungsformen der Tektonik im wesentlichen die Funktion nicht nur der Druckstärke, sondern vor allem auch der Mobilität des betroffenen Materials sind. Ist die Druckstärke gering (anorogene Zeiten), so unterbleiben orogene Umformungen, soweit nicht eine ungewöhnlich hohe Mobilität die Massen auch schon für diese Druckstärke reaktionsfähig macht.

---

[1]) K. Gripp, Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich auf? 13. Jahresber. Niedersächs. geol. Verein 1920, S. 1ff.

Für solche Vorgänge von orogener Art, die sich an hochmobilen Stoffen in epirogenen Zeiten ereignen, habe ich die Bezeichnung „Synepirogenesen" in Vorschlag gebracht (vgl. St. XIV, S. 216; s. auch S. 17), wie ich umgekehrt die Bewegungen von epirogener Art in den orogenen Zeiten als „Synorogenesen" bezeichnet habe. Wir können eine Mobilitätsreihe der Stoffe bezw. Stoffkomplexe aufstellen; an dem einen Pole (Stabilitätspol) steht das kristalline oder durch Faltung und Intrusionen versteifte Massiv, am andern Pole (Mobilitätspol) der Glutbrei. An dem einen Pole vermag noch nicht einmal der orogene Druck nennenswerte orogene Reaktionen zu schaffen, am andern vermag dieses schon der epirogene oder wenigstens der plio-epirogene.

Für diese Endglieder der Mobilitätsreihe gilt nicht mehr die Definition der Begriffe Orogenese und Epirogenese nach Zeitlichkeit und nach Art, vielmehr ergeben sich Mittelformen (vgl. S. 16ff.), die zeitlich mit der einen, artlich mit der anderen der beiden großen Kategorien tektonischen Geschehens zusammenfallen.

Dabei steht die „Synepirogenese" der Orogenese näher, als der Epirogenese, denn

1. sie stimmt mit ihr artlich überein (Gefügeveränderungen),
2. sie ist gleich der Orogenese ein episodischer — wenn vielleicht auch einmal ein verlängert episodischer — Vorgang, nur ist die Zahl der Bewegungsepisoden größer, als die Zahl der normaltektonischen Orogenesen, denn hinzu kommen Zeiten, die in der Normaltektonik als anorogen gelten müssen.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß bei den hochmobilen Stoffen des Untergrundes infolge ihrer gesteigerten Dislokations- und damit Reaktionsfähigkeit weit mehr als bei den Stoffen normaler Mobilität das Wirken von Nebenmotiven neben dem tektonischen Hauptmotiv zu erwarten ist, und man mag dabei in erster Linie wieder an isostatische Motive denken. Aber ich kann trotzdem nicht zugeben, daß die Aufwärtsbewegung des Salzgebirges im wesentlichen ein isostatischer Auftriebsvorgang sei. Mag das Argument, daß die Hochbewegungen des Salzes nur in den Zeiten der Orogenesen eingetreten sind, auch etwas durchlöchert sein, — wenn gewiß die Hauptbewegungen auch jetzt noch in die orogenen Phasen zu stellen sind —, so bleibt doch zu bedenken, daß die Dislokationen des Nebengebirges, in dem das Salz im allgemeinen als Sattelkern steckt, nicht durch isostatische Vorgänge zu erklären sind; und die Vorstellung ist nicht recht plausibel, daß die tektonische Ausgestaltung des Nebengebirges, insbesondere der Flanken der Sättel, auf andere Kräfte zurückzuführen sei, wie die Ausgestaltung des aus Salz

bestehenden Sattelkernes. Arrhenius und Lachmann[1]) haben ja den Aufstieg des Salzes durch das geringe spezifische Gewicht der Salzgesteine erklären wollen und damit Zustimmung gefunden, wobei auch auf das Aufsteigen des Magmas als Parallelfall verwiesen wurde. Aber diese Parallele trifft nicht zu. Denn das Magma ist in sehr vielen Fällen schwerer gewesen als das Gestein, durch das es sich hindurchzwängt, und wenn man also Magmaaufstieg und Salzaufstieg vergleichen will, so darf man gewiß nicht das geringe spezifische Gewicht des Salzes ins Feld führen, sondern nur seine Mobilität.

Was für den Glutbrei und in beschränkter Weise auch für das Salz zuzugeben ist, nämlich die Bewegung nach orogener Art auch zu Zeiten, die sich in Gesteinen von „normaler" Mobilität als nur epirogen erweisen, kann natürlich auch für andere Massen von ungewöhnlich großer Mobilität nicht in Abrede gestellt werden. Darin liegt, daß das orogene Zeitgesetz auch für sehr tiefe und deshalb hochmobile Erdzonen nur noch eine bedingte und schließlich in noch tieferen Zonen überhaupt keine Gültigkeit mehr besitzen mag, indem dort auch in den sonst „anorogenen" Zeiten das Lagegefüge sich verändern kann.

Man nimmt ja jetzt vielfach als Ursache der tektonischen Vorgänge Massenverlagerungen in der Tiefe, „Unterströmungen" und ähnliches an. Ihr Eintreten auch in den anorogenen Zeiten würde das orogene Zeitgesetz nicht umstoßen, denn dieses gilt ja gar nicht für die hochmobilen Stoffe, die der Massenverlagerung unterliegen; nur soviel ist zu sagen, daß solche Vorgänge, falls auch in den anorogenen Zeiten erfolgend, während dieser in der Außenzone der Erdkruste jedenfalls nur Reaktionen von epirogener Art hervorrufen.

Von der zu wahrenden Skepsis gegenüber angeblichen Faltungen, die in sonst als anorogen sich erweisenden Zeiten eingetreten sein sollen, war früher (S. 47) die Rede. Aber in einem Einzelfalle scheint es doch seine Richtigkeit mit einer solchen „Outsider-Faltung" zu haben, nämlich bei jener, die in Kalifornien im Eozän zwischen der Meganoszone und Tejongruppe (S. 164) eingetreten ist. Ist es vielleicht möglich, daß hier in einer schmalen, dabei aber relativ schnell gesunkenen und somit von sehr mächtigen Schichten (bis 2500 Fuß Meganoszone!) erfüllten, also wohl besonders mobilen Zone der Druck, der sonst nur epirogene Bewegungen schuf, einmal schon jene relativ schwache orogene Reaktion auslöste, die sich in der bis 20° betragenden intraeozänen Diskordanz des Tejon über der Meganos-Zone ausdrückt? Dann wäre diese Faltung im Sinne unserer Definitionen eine synepirogene.

[1]) Sv. Arrhenius, Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden fran K. Vetenskabsakademiens Nobelinstitut, Bd. II, Nr. 20, 1912.

Sv. Arrhenius u. R. Lachmann, Die physisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlager usw. Geol. Rundsch. 1912, Bd. III, S. 139.

Aber es bleibt abzuwarten, ob nicht auch jene Outsider-Faltung Kaliforniens ihr Gegenstück in anderen Ländern finden und damit sich als zugehörig zu einer „orogenen Phase“ erweisen wird. Vielleicht hat sie ja schon ein Gegenstück in einer angeblichen Diskordanz im Gebiete des Pays de Bray (Pariser Becken), und die Möglichkeit wurde ja auch zugegeben, daß die eine oder andere „vorlutetische“ Faltung nicht laramisch, sondern intraeozän sein könnte.

Immerhin gibt der Fall der kalifornischen intraeozänen Diskordanz in dem Sinne zu denken, ob Outsider-Faltungen nicht nur im Salz, sondern auch sonst einmal bei besonders großer Mobilität und vielleicht auch besonders günstigen Verhältnissen der Angreifbarkeit eines Schichtensystemes vorkommen könnten.

Oder hat etwa im Falle der kalifornischen Outsider-Faltung ein „Nebenmotiv“ der Orogenese gewirkt? (Vgl. S. 243/244.)

G. Abhängigkeit der Undationen von den Untergrundsverhältnissen

Ich komme noch einmal auf gewisse von mir schon bei älterer Gelegenheit (St. IX, S. 30 ff.) angedeutete Gedankengänge über die Ursache der jeweiligen epirogenen Bewegungsrichtung zurück, und z. T. sind die nachfolgenden Ausführungen nur Wiederholungen aus jener älteren Veröffentlichung.

Sehen wir in der Epirogenese als Ganzem einen Ausdruck der säkulären schwachen Einengung der Hülle unseres Planeten im Gegensatze zu den episodischen stärkeren Einengungen, die diese Hülle in den orogenen Phasen erfährt, so stehen wir nun vor der schwierigen Frage, weshalb gewisse Gebiete gerade abwärts, andere aufwärts undieren. Sie läßt sich nicht durch Vergleich mit der Faltung beantworten, denn bei der Faltung sind Sättel- und Muldenstücke von gleicher Vergangenheit; sie haben vor der Faltung als gleichartig nebeneinander gelegen und sind sozusagen ohne Vorherbestimmung, vielmehr wie es die Faltung gerade ergab, zum Sattel oder zur Mulde geworden. Doch anders ist die Sachlage bei der Undation. Hier scheint die innere Struktur von erheblicher Bedeutung dafür zu sein, ob ein Erdstück zu einem „Sattel“ oder einer „Mulde“ des Wellenwurfes großer Spannweite wird oder, was dasselbe sagt, ob es in aufwärtige oder abwärtige säkuläre Bewegung kommt. Jedenfalls ist, wenn wir die Bezirke der positiven und negativen epirogenen Bewegung vergleichend betrachten, in vielen Fällen unverkennbar, daß die aufsteigenden Bezirke (Schwellen) eine stabilere Struktur besitzen und auch von vornherein besessen haben als die absteigenden (Becken), d. h. daß die stabileren Einheiten weit eher in den Zustand der Aufwärtsbewegung kommen, während umgekehrt die mobileren Einheiten im allgemeinen die sinkenden sind.

Im wesentlichen in Übereinstimmung mit diesen älteren Ausführungen meint auch v. Bubnoff (a. a. O. 1923, S. 3), daß es sich bei der Epirogenese nicht um ein wahlloses Steigen und Sinken einzelner Rindenteile handele, sondern daß die epirogene Gestaltung auf einer primären Verschiedenheit des Bodenmateriales beruhe.

1. Aufwärtige Undation der stabileren Zonen

Hinsichtlich der aufwärtigen Undation der stabileren Zonen sei auf die großen Massive der Erde verwiesen, denen z. T. schon seit vorkambrischer Zeit die vorherrschende Tendenz der Aufwärtsbewegung eigen ist, z. B. auf den Kanadischen Schild oder auf Fennoskandien in seinem schwedisch-finnischen Anteile oder auf die Brasilische oder die Afrikanische Masse. Allerdings mag man einwenden, daß sich im Bereiche solcher Massive Ursache und Wirkung in einer gewissen Weise vertauschen, indem die Aufwärtsbewegung immer mehr das alte, von Eruptiven stark durchsetzte Grundgebirge hochbringt, während die etwaigen flachen Schichttafeln immer wieder nach vorübergehenden Transgressionen verschwinden, und daß hierdurch die Stabilität erhöht wird. Man mag also sagen, daß die Massive nicht wegen ihrer Stabilität aufsteigen, sondern wegen ihres Aufsteigens das hohe Maß von Stabilität besitzen.

Aber es gibt andere Fälle, in denen eindeutig die stabile Struktur als das primäre und die Gewinnung des Charakters als aufsteigende Festlandsschwelle als das sekundäre erscheint.

Ich denke an die Fälle, daß durch Faltung den Festländern neue Zonen angegliedert werden. Diese waren vorher Geosynklinalzonen, also mobile Gebiete negativer Undation. Sie werden aber Schwellengebiete, d. h. Gebiete positiver Undation, nachdem sie gefaltet worden und dadurch und durch begleitende Intrusionen versteift worden sind. So liegt es doch sehr nahe, den Umschlag von der Tendenz des epirogenen Sinkens zu der des epirogenen Aufsteigens mit dieser Versteifung in Zusammenhang zu bringen.

Betrachten wir einige Beispiele. Durch die kaledonische Faltung wird an das von Schweden-Finnland bis Südrußland reichende uralte Gebiet von Fennosarmatien das heutige Norwegen angegliedert, das vorher ein Teil der zwischen Fennosarmatien und dem nordatlantischen Kontinent (Eria) liegenden Geosynklinale gewesen war, nun aber bis in alle Folgezeit Schwellengebiet wird. Ferner ist durch die kaledonische Faltung aus einem großen sinkenden Raume heraus das Brabanter Massiv entstanden, ein echtes Schwellengebiet der nachfolgenden Zeiten. Und auch Mesoeuropa hat doch seinen Charakter als sinkende Zone, der ihm zukam, so lange es ein Teil der Tethys der

paläozoischen Zeit gewesen war, ganz offenbar infolge der Strukturveränderungen, die ihm die variscische Faltung aufgeprägt hatte, verloren und ist ein Schwellengebiet geworden, in dem erst später wieder ganz allmählich und in neuen Konturen Spezialsenken sich ausbildeten. Oder betrachten wir die subvariscische Vortiefe in Westfalen-Rheinland-Belgien-Nordfrankreich. Sie war, wie die mächtige Sedimentation bezeugt, sinkendes Becken bis in den Ausgang der Saarbrücker Zeit; es fehlen demgegenüber Sedimente der Ottweiler Zeit, und zwar ganz augenscheinlich, weil die Senkung aufgehört hatte. Zwischen Saarbrücker und Ottweiler Zeit lag aber die asturische orogene Phase, in die wir mit Wahrscheinlichkeit die Faltung der subvariscischen Vortiefe zu verlegen haben (vgl. S. 94). Erst später setzten gewisse Senkungsvorgänge in Teilen der ehemaligen variscischen Vortiefe wieder ein; aber zunächst war sie doch durch die junge variscische Faltung als neues Stück einem Schwellengebiete angegliedert worden. Natürlich müssen bei diesen Feststellungen die Ereignisse, nämlich erstens die Dauer des Zustandes des Sinkens bezw. die letzten Anzeichen desselben, zweitens der Zeitpunkt der Faltung und drittens der Beginn des Charakters als Schwelle bezw. die ersten Anzeichen desselben, nach stratigraphischen, paläogeographischen und strukturellen Gesichtspunkten möglichst genau festgelegt werden.

So ergibt sich z. B. für den Fall des Brabanter Massivs:

1. Es war noch Geosynklinale im Obersilur.
2. Die Faltung erfolgte im jüngsten Obersilur (vor dem Downton), ganz vielleicht auch noch zwischen Obersilur und Devon.
3. Zur Zeit des Devons und auch schon seiner tiefsten Stufe (Gédinnien) war das Brabanter Massiv als Schwelle da, wie sich aus den Transgressionen des devonischen Meeres in seiner südlichen Randzone ergibt. Es ist seit dieser Zeit vorherrschend Schwellengebiet gewesen.

Für Norwegen zeigt sich:

1. Es war noch marine Geosynklinale zur Zeit des Ludlow.
2. Die Faltung erfolgte z. T. in der ardennischen, z. T. in der erischen Phase.
3. Norwegen ist seit Ende des Silurs Schwellengebiet und von keiner marinen Transgression etwas weiteren Umfanges überdeckt gewesen.

Gegen die Auffassung, daß die Faltungsvorgänge versteifend wirken und dadurch zur Ursache werden, daß vorher sinkende Räume sich in aufsteigende Schwellengebiete verwandeln, kann nicht eingewandt werden, daß Faltungszonen häufig auch wieder einsinken. Denn zum Teil handelt es sich in solchen Fällen sicher um isostatische Ausgleichsbewegungen, die mit der Zeit zur Ruhe kommen; zum Teil mag die

Sachlage aber die sein, daß die Versteifung des Bodens durch die Faltung noch nicht in hinreichendem Maße erzielt worden ist. Das scheint z. B. für die saxonischen Ketten Mittel- und Norddeutschlands zuzutreffen, die nach ihrer Auffaltung im allgemeinen bald wieder versunken sind, ganz gewiß nicht aus isostatischen Gründen, denn dazu sind schon ihre Abmessungen zu klein. Hier handelt es sich, wie ich früher ausgeführt habe, um eine Wiederaufnahme der Undation nach einer orogenen Episode, die bei ihrer ganzen Art aber nur in ganz geringem Maße versteifend gewirkt hatte. Dazu sind ja auch die Phasen der saxonischen Faltung, wenigstens so weit wir die Verhältnisse bisher übersehen können, nicht von den sonst so versteifend wirkenden Intrusionen begleitet gewesen.

Betrachten wir ein anderes Beispiel. Die kaledonische Faltung, um an die oben gegebenen Ausführungen anzuschließen, hatte in Belgien nicht nur im Bereiche des Brabanter Massivs, sondern auch noch weiter südlich (Ardennen) gewirkt, wo in der Folgezeit der Senkungsvorgang wieder aufgenommen wurde. Aber dort befinden wir uns in der Zone der ausklingenden kaledonischen Faltung, die nicht kräftig genug gewesen war, um durch ausreichende Versteifung ein nachfolgendes Wiedereinsinken zu unterbinden.

2. Abwärtige Undationen der mobileren Zonen

Zum säkulären Sinken scheinen, wie schon gesagt wurde, die mobileren Erdzonen in besonderem Maße veranlagt zu sein, wobei zwar auch hier sich Ursache und Wirkung vertauschen, indem ja durch das Sinken die Mobilität erhöht wird. Davon ist früher nachdrücklich die Rede gewesen. Es scheint also die Frage, weshalb gewisse Räume zu Geosynklinalen werden, in der Hauptsache darauf hinauszukommen, daß die Einleitung des Senkungsvorganges erklärt wird, denn der Fortgang des Sinkens begründet sich selbst aus der zunehmenden „Verschwächung“ des zur Geosynklinale gewordenen Raumes.

Vielleicht ist die Sache so aufzufassen, daß die Mobilität als „Minderstabilität“ zur Wirkung kommt, d. h. daß, während im allgemeinen die Gebiete sehr hoher Stabilität die Schwellengebiete sind, die Gebiete geringerer Stabilität vom allgemeinen Hebungsvorgange ausgenommen werden und beim Wellenwurf großer Spannweite sich zu den Senkzonen umbilden. Aber die hohe Mobilität ist gewiß wieder nur eine einzelne Ursache, wenn wohl auch die Hauptursache, für das Sinken bestimmter Räume, und Nebenmotive sind sicher gegeben. So habe ich ja schon oben der Auffassung Rechnung getragen, daß infolge Überlastung von Erdzonen durch Faltenwülste, d. h. also aus isostatischen Gründen, abwärtige Bewegungen sich ereignen und daß dabei nicht nur der die

Last tragende Raum in die Tiefe geht, sondern daß er randliche Zonen infolge einer gewissen Starrheit der Erde mit sich nimmt. Ich komme auf diese von Koßmat begründete Vorstellung im nachfolgenden Kapitel, das die Frage der Vortiefen behandelt, noch zurück. Ist aber auf solche oder andere Weise erst einmal ein Senkungsprozeß eingeleitet und eine gewisse Mobilität in die betreffenden Erdzonen getragen, so werden diese ja schon durch diese Mobilität zur weiteren undatorischen Abwärtsbewegung bestimmt.

3. Auswirkungen der „relativen“ Mobilität bei den Undationen

Es scheint nun weiter nicht allein die Struktur des Untergrundes für die aufwärtige oder abwärtige Richtung und für das Ausmaß der vertikalen Bewegungen wesentlich zu sein, sondern auch gewisse Lageverhältnisse dürften in Betracht kommen (vgl. St. IX, S. 33). Es scheint nämlich bei der epirogenen Hebung und Senkung nicht nur auf die absolute Mobilität, sondern auch auf die relative, d. h. auf die Mobilität im Vergleiche mit derjenigen der Nachbarzonen, anzukommen. Ein bestimmter Mobilitätsgrad kann einen Bezirk zu einer aufsteigenden Geantiklinale machen, wenn nämlich dieser Bezirk zwischen Gebieten weit geringerer Mobilität liegt, während ein Bezirk gleicher Mobilität neben oder zwischen stabileren Einheiten zur sinkenden Zone werden kann. Bei gleicher absoluter Mobilität ist aber die relative Mobilität einer Örtlichkeit um so höher, je mehr sie der starreren Einheit genähert ist. Allerdings nimmt ja — das liegt im Wesen des undatorischen Wellenwurfes, wie er z. B. in der Bildung der Geosynklinalen sich ausdrückt, begründet — mit der Annäherung an die Schwellen auch die Mächtigkeit der mobilen Schichtmassen der Geosynklinalregion, d. h. die absolute Mobilität, vielfach ab, und es können sich dann die Abnahme der absoluten Mobilität und die Zunahme der relativen Mobilität bis zu einem gewissen Grade aufheben.

Haben wir somit im allgemeinen in den mobileren Zonen eine epirogene Senkung, so haben wir häufig innerhalb dieser sinkenden Zonen eine gesteigerte Senkung in der Nachbarschaft der stabileren Regionen, und wohl besonders dann, wenn stabile und mobile Einheiten einigermaßen unvermittelt aneinander grenzen. So entstehen „Saumtiefen“ um stabilere Einheiten. Das läßt sich in manchem Falle aus den Sedimentationsverhältnissen der Vorzeit, insonderheit aus der ersten Anlage neuer Becken und aus den Mächtigkeitsverhältnissen der Sedimente herauslesen. Eine Bestätigung dieser schon früher ausgesprochenen Auffassung sehe ich wieder in der Feststellung A. Borns, daß das in bezug auf die variscische Faltung „intermontane“ Senkensystem der Rotliegendzeit, das von der Saar bis zur Katzbach reicht („Saar-

Saale-Katzbach-Senke", „Mitteldeutsche Rotliegend-Senke"), gerade an die Grenze der starreren kristallinen Innenzone des variscischen Gebirges gegen die sedimentären Außenzonen gebunden ist[1]). Überhaupt entwickeln sich im variscischen Bogen nach der Hauptfaltung, die in der sudetischen Phase eingetreten war, zwei Hauptsenkensysteme longitudinaler Erstreckung, das eine, die subvariscische Vortiefe, entlang dem Außenrande der sudetischen Faltung gegen das damals noch nicht gefaltete Vorland, das zweite, wie gesagt, an der Grenze des vorherrschend kristallinen gegen den vorherrschend sedimentären Gebirgsanteil, beide also an den Grenzen großer Einheiten sehr verschiedener Mobilität, die für die Ausbildung von Saumtiefen prädestiniert zu sein scheinen (s. Fig. 14). Es trifft dabei allerdings nicht zu, daß, wie Born sagt, das System der jungpaläozoischen Senken in einer Zeit orogener Bewegungen angelegt sei, daß somit zu seiner Erklärung „rein undulatorische Vorgänge" in Betracht kommen und daß also die intermontanen Tiefengebiete „mit dem



Fig. 14. Schematische Darstellung der Lage der postsudetischen Hauptsenken des variscischen Gebirgsbogens.

Begriff der Saumtiefen, die Stille als Folge undatorischer Nahwirkungen stabiler Massen auf weniger stabile verstanden wissen möchte", „nur die Position gemeinsam" haben. Demgegenüber ist doch aus den Schichtverbänden klar ersichtlich, daß die ersten Sedimentationen in der neuen Geosynklinale nach dem hier in Betracht kommenden sudetischen Faltungsakte eingetreten sind. Mögen also wirklich in der Saarbrücker Senke auch noch Waldenburger Schichten vertreten und mag die Anlage der Senke in der Waldenburger Zeit erfolgt sein, so sind doch auch die Waldenburger Schichten jünger als die sudetische Phase der variscischen Faltung. Dazu liegt zwischen der sudetischen Faltung und der ersten Bildung der intermontanen Senken noch die Einebnung der im Raume dieser Senken entstandenen Falten sudetischen Alters, die von der Ausfüllung der Senken diskordant abgeschnitten und überdeckt werden. Ganz klar sondern sich also die Ereignisse zeitlich in 1.) sudetische Faltung, 2.) weitgehende Einebnung der Falten, 3.) Senkung und Sedimentation. Die Senken sind auch als solche nicht durch die Faltung „präformiert", wenn gewiß auch hinsichtlich ihrer Lage und vielleicht auch

[1]) A. Born, Über jungpaläoz. kontinentale Geosynklinalen. A. a. O., S. 551ff.

mancherlei Einzelheiten der Ausgestaltung durch sie bedingt. Und wenn die Mittelsudetische Senke, wie Born sagt, in ihrer Anlage in die Waldenburger und die Mittelböhmische in die Saarbrücker Zeit zurückgeht, „somit in Zeiten starker Orogenese“, so ist dem eben entgegenzustellen, daß die Waldenburger und Saarbrücker Zeit keine Zeiten der Orogenese gewesen sind, sondern Zeiten ausschließlich epirogener Vorgänge, während die Orogenese vor der Waldenburger Zeit eingetreten ist. Aber selbst wenn außerdem noch eine Faltung, wie Born annehmen möchte, wie ich aber (s. S. 92) glaube ablehnen zu müssen, zwischen Waldenburger und Saarbrücker Zeit eingetreten wäre, so wären die Saarbrücker und die Waldenburger Zeit als solche doch immer noch keine Zeiten der Orogenese. Oder wo ist im Bereiche der intermontanen Senkzone — oder wo überhaupt in der Welt — der Beweis für irgendwelche orogenen Vorgänge in der Waldenburger oder in der Saarbrücker Zeit gegeben? Liegen diese Schichten doch auch in den intermontanen Senken des variscischen Bogens in sich völlig konkordant. Die Diskordanzen, die aber dort in den jungpaläozoischen Schichtfolgen auftreten, fügen sich, wie in den Ausführungen über die Einzelphasen der variscischen Faltung gezeigt ist, ganz den auch sonst erkennbaren Faltungsphasen ein.

Ich bin dazu geführt worden (St. IX, S. 369), geradezu von einer undatorischen „Nahwirkung“ stabilerer Einheiten auf ihre nähere Umgebung zu sprechen, und als solche Nahwirkungen habe ich die Erscheinungen der Saumtiefen zu erklären versucht. Ich komme hierauf weiter unten zurück. Der epirogenen Nahwirkung in Form der Saumtiefen entspricht die orogene in Form der die stabileren Schwellen umsäumenden Faltenkränze. Die epirogene bereitet aber die orogene vor, indem sie besonders hohe Mobilität in besonders schwellennahe Zonen hineinträgt.

Nicht ganz unmöglich will mir scheinen, daß eine gewisse Nahwirkung stabiler Kontinentalmassen auch in den großen Zügen des untermeerischen Reliefs des Atlantischen Ozeans mitbestimmend gewesen und daß die große Mittelschwelle, die diesen Ozean von Nord nach Süd etwa in mittlerem Abstande vom amerikanischen und afrikanisch-europäischen Festlande durchzieht, eben von der allgemeinen ozeanischen Absenkung in Zusammenhang mit der Ferne von den genannten Festlandsgebieten etwas weniger betroffen worden ist. Darüber hinaus mag sie, nachdem sie durch Zurückbleiben im Sinken ein Gebiet etwas größerer Stabilität gegenüber ihren Nachbarzonen geworden war, nach Art gleichliegender Fälle den Charakter einer aufsteigenden Mittelschwelle erlangt haben. So hat ja auch E. Philippi[1]) auf Grund der

[1]) E. Philippi, Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Ztschr. Dtsch. geol. Ges. 1908, Bd. 60, S. 346 ff.

Beschaffenheit von Grundproben des Atlantik und nach ihm K. Andrée[1]) angenommen, daß der jungen Senkung der die Atlantische Schwelle östlich und westlich begleitenden Tiefseemulden eine Hebung der Schwelle selbst entspräche. Daß es sich bei der atlantischen Mittelschwelle um ein epirogenes Gebilde handelt, kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, und sie ist ja auch von Haug mit den von ihm in größerer Verbreitung erkannten Mittelschwellen der Geosynklinalen (s. S. 28) verglichen worden. Somit erscheint es mir nicht richtig, daß man die atlantische Mittelschwelle als ein Faltengebirge in statu nascendi bezeichnet. Im Gegenteil — sollten in ferner Zukunft im Bereiche des Atlantischen Ozeans Faltungen einsetzen, so sind sie sicher weit weniger in der Zone der Mittelschwelle, als vielmehr in den tieferen und stärker sinkenden Mulden neben derselben zu erwarten. Ist überhaupt eine derartige große Schwelle im epirogenen Aufsteigen begriffen, so wird sie mit dem Fortschreiten der Aufwärtsbewegung zur Mutterschaft für ein Faltengebirge immer ungeeigneter.

Wenn nun gewisse Zonen sinken und im Zustande des Sinkens verharren, nicht nur deswegen, weil sie mobil an sich sind, sondern weil sie relativ mobil sind in bezug auf ihre Nachbargebiete, und wenn umgekehrt andere Gebiete aufsteigen, nicht nur weil sie an sich eine erhebliche Stabilität besitzen, sondern weil sie stabiler sind als ihre Nebengebiete, so gibt sich darin eine gegenseitige Abhängigkeit der stabileren und mobileren Erdgebiete hinsichtlich der Art ihrer Undation zu erkennen. Man könnte von einer undatorischen „Überlegenheit" der stabilen und deshalb aufsteigenden und einer undatorischen „Unterlegenheit" der mobilen Zonen, die zum Absinken kommen, sprechen. Und wenn sich nun zwischen einem hochstabilen und einem mobilen Gebiete ein Gebiet mittlerer Stabilität einschaltet, so muß dieses wohl von zweierlei Undationstendenzen beherrscht sein — indem sein Verhältnis zu der auf seiner einen Seite liegenden hochstabilen Zone ihm die Tendenz des Sinkens, sein Verhältnis zu der auf der anderen Seite liegenden mobileren Zone die Tendenz des Aufsteigens gibt. Es ist ein „Rahmen" gegenüber der mobilen Zone, aber es ist selbst wieder „gerahmt" von der hochstabilen; es ist, wie man sagen könnte, ein „gerahmter Rahmen".

Ein solcher „gerahmter Rahmen" ist Mesoeuropa im Mesozoikum und ganz besonders in der Triaszeit gewesen. Es war ein Mittelstück zwischen der Tethys und dem großen ur- und alteuropäischen Nordrahmen, der sich damals auch noch im Gebiete der Nordsee befand (St. XII, S. 94).

Es war S. 321/322 von der Regelwidrigkeit der Meeresbewegungen der germanischen Trias innerhalb dieses „gerahmten Rahmens" die Rede.

---

[1]) K. Andrée, Geologie des Meeresbodens, II, 1920, S. 426.

Die Transgressionen, d. h., wie wir jetzt sagen müssen, die Totalsenkungen Mesoeuropas, erfolgten zu Zeiten, in denen der Kanon der triadischen Meeresbewegungen Regressionen angibt, in denen also sonst die (erweiterten) Schwellen sich verstärkt heben und die (verengten) Geosynklinalen verstärkt sinken; andererseits ereigneten sich die Regressionen, also die Totalhebungen Mesoeuropas, in den Zeiten, in denen sonst die (verengten) Schwellen verschwächt aufsteigen und die (erweiterten) Meeresbecken verschwächt sinken.

Mesoeuropa oszillierte also in der Trias umgekehrt wie sonst die Schwellen und damit mehr in einer an die Geosynklinalgebiete erinnernden Weise, d. h. es stieg auf in den Transgressionszeiten des Kanons, es sank verstärkt in den Regressionszeiten desselben. So wurden ja die germanischen Spezialbecken frei vom Meere, wenn dieses in der Tethys sich ausdehnte, und so strömte die Tethys in die Spezialbecken ein, wenn sie sich im übrigen einengte. So sind ja in ganz besonders auffälliger Weise alpine Faunenelemente in „germanische" Gebiete gerade in der ladinischen Zeit eingewandert, in der der Kanon der triadischen Meeresbewegungen eine besonders starke Regression angibt.

Vielleicht darf man die Erklärung für dieses so auffällige regelwidrige Verhalten darin suchen, daß Mesoeuropa seine Oszillationen weniger als Rahmen gegenüber der Tethys, denn als gerahmtes Feld gegenüber dem Nordrahmen ausführte; und vielleicht hängt das Einsetzen kanonischer Meeresbewegungen nach der Trias auch innerhalb Mesoeuropas wenigstens teilweise mit der im Gebiete der Nordsee und des Atlantischen Ozeans sich damals einleitenden Breschelegung in den Nordrahmen zusammen.

Somit mögen Ausnahmen vom Kanon auch einmal durch Besonderheiten in der geologischen Stellung der betroffenen Räume erklärbar sein; sie mögen, wie vielleicht für den eben behandelten Fall zutrifft, darin liegen können, daß stabilere Erdzonen, von denen man ein Verhalten nach Art der Festlandsschwellen erwarten müßte, als relativ mobile einer für stabilere Zonen regelwidrigen Undation unterliegen.

4. Die Verzerrtheit des undatorischen Wellenwurfes

Auf Grund der vorangegangenen Ausführungen ist zu verstehen, daß die Undation in ihren Einzelbildern sich sehr stark vom orogenen Faltenwurfe unterscheidet. Bei der Orogenese entwickeln sich im allgemeinen die Sättel und Mulden einigermaßen gleichartig, im Idealfalle nach dem Bilde einer Sinuskurve, und das hängt damit zusammen, daß der Untergrund in den in Frage kommenden kleinen Abmessungen eine ziemlich gleichmäßige Stabilität besitzt. Aber ungemein verschieden sind die Mobilitätsverhältnisse der zur Undation kommenden weiten Gebiete durch die geologischen Ereignisse der vorangegangenen Erdperioden geworden,

und so ergibt sich hier eine sehr verzerrte und verbeulte Undationskurve mit sehr wechselnden Weiten und Höhen der auf- und absteigenden Äste, die mit den Undulationskurven schließlich nur noch das allgemeine Bild, daß Auf- und Einwölbungen sich ablösen, gemeinsam hat.

5. Fremde Einflüsse

In den vorstehenden Ausführungen ist der Versuch gemacht worden, die Art der Undation allein aus den Verhältnissen des von ihr betroffenen Untergrundes und insbesondere seiner Stabilität bezw. Mobilität zu erklären. Hinzu kommt unter Umständen das Gewicht der Berge als ein weiterer, in den Untergrundsverhältnissen begründeter Faktor für den Ablauf der Undationsvorgänge. Aber diese Vorstellungen der „Bodenständigkeit" der Undation bedürfen einer Ergänzung in dem Sinne, daß auch „fremde" Einflüsse sich äußern können. Man muß namentlich dann an sie denken, wenn neue Hebungs- und Senkungszonen über die verschiedensten Strukturen hinweg und anscheinend ganz unabhängig von diesen sich anlegen.

Mir steht z. B. folgende Sachlage vor Augen.

Wir sind zu der Vorstellung gekommen, daß auch die Undationen auf seitlichen Druck zurückgehen und Einengungen der Erdzonen auch in ihnen zum Ausdruck kommen. Bei solchen Einengungen der Geosynklinalen müssen dann die Rahmen mitgehen, und das kann, wenn die Geosynklinale einigermaßen geradlinig umgrenzt ist, ohne besondere Verbiegungen innerhalb der Rahmen erfolgen. Engt sich aber eine Geosynklinale von unregelmäßiger, besonders von winkliger Kontur ein, so kann der Rahmen nur unter Verbiegungen in sich, gewissermaßen unter einem „Sich ziehen", mitgehen, und so mögen in ihm Senkzonen oder Aufwölbungen entstehen, die nicht bodenständig bedingt, sondern von außen hineingetragen worden sind. Auf diese Weise ist vielleicht die Einleitung gewisser undatorischer Verhältnisse Mitteleuropas aus seiner Stellung als Rahmen der sich säkulär einengenden Tethys erklärbar.

Aber auch an mancherlei andersartige „fremde" Einflüsse ist zu denken.

H. Die Frage der Vortiefen

Ich komme auf die Frage der „Vortiefen" zurück, nachdem auf sie vor allem durch Untersuchungen F. Koßmats (vergl. Mediterrane Kettengebirge usw., a. a. O.) neues Licht geworfen worden ist. Hinsichtlich der älteren Auffassungen über die Entstehung der Vortiefen und der mit ihnen vielfach verglichenen heutigen „Tiefseegräben", — die allerdings zum Teil „Rücktiefen" zu den von ihnen begleiteten Faltenzonen sind, — verweise ich auf den früher veröffent-

lichten Aufsatz über „Alte und junge Saumtiefen“ (St. IX). In ihm deutete ich die Vortiefen, wie ganz allgemein die „Saumtiefen“, als rein epirogene Gebilde, deren verstärktes Absinken mit der im vorangegangenen Kapitel wieder entwickelten Vorstellung einer „Nahwirkung“ stabilerer Zonen zusammenhängen könnte. Ich wies damals auch mit allem Nachdruck darauf hin, daß von der epirogenen Entstehung der Vortiefen die Umgestaltungen scharf getrennt werden müssen, die in nachfolgenden oder die Absenkung unterbrechenden orogenen Phasen eingetreten sind, und zwar nicht nur die Faltungen, sondern auch die Brüche, die hier und da in den Randzonen auftreten.

Koßmat ist von den gravimetrischen Verhältnissen des Untergrundes ausgegangen und befindet sich dabei in voller Übereinstimmung mit der Auffassung von Alb. Heim, daß das Schweredefizit unter unseren Hochgebirgen sich durch Anhäufung der oberen leichten Teile der Erdkruste zu einem Faltenwulste erkläre, der in die Tiefe gesunken sei und dabei die schwereren Massen der Tiefe beiseite gedrängt habe. Aber nach der Auffassung Koßmats werden die Kettengebirge nicht für sich allein, sondern in Verbindung mit ihrem Vorlande kompensiert; so entstehen nach ihm die Randsenken als beim Einsinken der angrenzenden Gebirge mithinabgezogene Teile der starreren Einfassung der Geosynklinalregionen.

Das Einsinken der Gebirge soll nun nach Heim und Koßmat mindestens zum Teil schon mit der Faltung erfolgt und andererseits soll mit dem Einsinken die Vortiefe entstanden sein; das hieße aber, daß die Vortiefe mindestens zum Teil gleichaltrig mit der Faltung wäre. Aber sie ist wenigstens im wesentlichen jünger als die Faltung oder jedenfalls als diejenige Phase der Faltung, die das Gebirge in jener Form und Ausdehnung geschaffen hatte, in der es sich dann mit der Vortiefe umzog. Und wenn man dieses nicht in den Alpen glaubt erkennen zu können, so mag man andere Vortiefen, wie die subvariscische, hinsichtlich des zeitlichen Verhaltens von Faltung und Vortiefenbildung heranziehen.

Dasjenige Einsinken, das im Sinne von Koßmat den Vortiefenraum mit sich nahm, muß also im wesentlichen erst nach der Faltung eingetreten sein. Tatsächlich sagt ja auch Koßmat an anderer Stelle, daß die Vortiefe eine „allmähliche Bildung“ sei und „sich durch lange Zeit vertiefe“. An Einsinken nach der Faltungszeit denkt augenscheinlich auch Heim, wenn er meint, daß die Alpen dem Gleichgewichtsbestreben „mit bedeutender Verspätung“ folgen. Wir haben also gesehen, daß die Vortiefen in der Hauptsache nicht entstanden sein können, „als sich die Faltenmasse der Alpen und Karpathen bildete und nicht nur nach oben wuchs, sondern zugleich in ihre Unterlage einsank“ (Koßmat a. a. O.), sondern nachdem sich die Faltenmasse gebildet hatte.

Nach der Darstellung von Koßmat (a. a. O., S. 21) müßte man weiter annehmen, daß nicht nur Faltung und Vortiefenbildung, sondern auch die Abtrennung der Vortiefen von den Außengebieten durch Brüche gleichzeitige Ereignisse seien. Aber wie der zweite Vorgang dem ersten, so ist der dritte dem zweiten gefolgt, denn die in Rede stehenden Randbrüche verwerfen die in der Vortiefe abgelagerten Sedimente.

Ich habe mit einigen Bedenken, die ich gegen Einzelheiten der Koßmatschen Darstellung der Ursache für das Einsinken der Vortiefen hege, nicht zurückgehalten; aber im ganzen erscheint doch der Grundgedanke einer Mitwirkung des Einsinkens der Faltengebirge bei der Ausbildung und vor allem auch bei der Einleitung der Vortiefen auf Grund der Koßmatschen Auswertung der Schwereverhältnisse der Erdrinde plausibel. Die Einschränkungen bestehen, wie ich nochmals zusammenfasse, erstens darin, daß für die Vortiefenbildung im wesentlichen nur diejenigen Einsenkungen des Gebirgskörpers in Betracht kommen können, die nach der Faltung eingetreten sind und die gleich der Vortiefenbildung unter den Begriff der Epirogenese fallen, und zweitens darin, daß ich die Auffassung, daß schon mit dem Einsinken der Vortiefe an ihrem Außenrande Brüche aufgerissen seien und daß hierin sogar eine „wichtige Ergänzung des Bildes der Randsenken“ liege, für mindestens unerwiesen halte.

Aber mir scheint weiter das Einsinken der Gebirge nur als mitwirkend bei der Vortiefenbildung, nicht aber als alleinige Ursache in Betracht zu kommen. Denn ich glaube nicht, daß man die Vortiefen aus dem ganzen Kreise der übrigen säkulär sinkenden Räume als etwas in kausaler Hinsicht grundsätzlich anderes herausreißen darf; ich möchte sie auch nicht einmal aus dem engeren Kreise jener Geosynklinalen in genetischer Hinsicht ganz herausnehmen, die sich als entstanden am Rande stabiler Einheiten, d. h. als „Saumtiefen“, erweisen. In diesem Sinne sagt ja auch Koßmat, daß die Vortiefen sich dort ausbildeten, „wo, um mit Stille zu sprechen, vor der Faltung die ungefähre Grenze zwischen mobilen und stabilen Krustenteilen lag“. Im Kreise der Saumtiefen läßt aber z. B. die intermontane Saar-Saale-Katzbach-Senke des variscischen Bogens die Erklärung durch Absinken in Zusammenhang mit der südlich liegenden Innenregion des variscischen Gebirges nicht zu, denn es bliebe dann unerklärlich, weshalb die hochaufgefaltete Gebirgszone nördlich der Senke (s. Fig. 14 auf S. 379) nicht an der Abwärtsbewegung teilgenommen hätte. Und wenn überhaupt der seitliche Druck als allgemeine Ursache der Undation anzunehmen ist, so wäre nicht recht zu verstehen, daß er sich nicht wenigstens in der Fortbildung der Vortiefen äußern sollte, nachdem diese einmal durch beginnende Senkung aus z. T. anderen Ursachen und durch anschließende Sedimentation zu „Schwächezonen“ geworden waren.

Letzten Endes will aber auch Koßmat (a. a. O., S. 23) nicht allein durch isostatische Senkung die jungen Bewegungen im Alpengebiete und die Entstehung der Vortiefen erklären. Weist er doch darauf hin, daß die mio- und pliozänen Rumpf- und Terrassenflächen der Alpen seit ihrer Bildung gehoben und zerschnitten sind, so daß also neben den Senkungen der Alpen und ihres Vorlandes auch junge Aufwölbungen des Gebirgskörpers stehen. Er erkennt hier, daß in den Alpen mit dem in der Überlast des Gebirges begründeten Istostasiebestreben die „erlöschende Faltungskraft“ im Wettstreite steht. Dem ist durchaus zuzustimmen, nur würde ich zur Vermeidung von Mißverständnissen statt „erlöschende Faltungskraft“ lieber „epirogene Kraft“ sagen, denn die jugendlichen Hebungen des Alpenkörpers sind keine Faltungen, sondern Epirogenesen. Allerdings ist ja, wenigstens nach der von mir vertretenen Auffassung, die epirogene Kraft nichts anderes wie eine „verschwächte Faltungskraft“.

Auf den neuen Beitrag, den A. Sieberg zur Vortiefenfrage auf Grund seismischer Verhältnisse gegeben hat, wurde schon bei Erörterung der Bruchlosigkeit der Epirogenese und insbesondere bei Erörterung der seismischen Brüche hingewiesen (siehe S. 59). Ich wiederhole hier nochmals, daß die Seismik der Tiefseegräben keinesfalls deren Entstehung als „Gräben“ entlang großen Verwerfungen beweist, sondern sehr wohl durch die Fortdauer der epirogenen Vorgänge unter Aufreißen von Mikrobrüchen („Erdbeben-Brüche“) erklärt werden kann, die also nicht Ursache, sondern unbedeutende Begleiterscheinung des geosynklinalen Einsinkens infolge Überschreitung der Kohäsionsgrenze des Gesteinsgefüges sind und die wir als vielleicht einzige, dabei ganz unbeträchtliche Ausnahme von der Bruchlosigkeit der Epirogenese anerkannten (s. S. 62). Für die „fossilen“ Vortiefen der geologischen Vorzeit will auch A. Sieberg die bruchlose Einsenkung gelten lassen, und somit hält er die alten und die jungen Vortiefen für genetisch verschiedene Gebilde. Aber auch bei der Einsenkung der fossilen Vortiefen mögen Mikrobrüche nach Art der heutigen seismischen Auslösungen reichlichst eingetreten sein, ohne daß sie bisher wegen ihrer Geringfügigkeit in den alten Schichtfolgen nachweisbar gewesen wären. So besteht m. E. der Vergleich der alten und der jungen Saumtiefen noch immer zu Recht.

Rückblick

Weit gesteckt ist das Ziel der vergleichenden tektonischen Forschung. Auf Grundlage recht vieler Einzelfälle und Einzelgebiete sind die Erscheinungsformen der Tektonik zu sichten, ist das Verbindende und Trennende herauszuheben, sind die Beziehungen der Erscheinungsformen zur Umwelt und zueinander festzustellen. So soll sich ergeben, was allgemein gilt oder was Sonderumstand des Einzelfalles ist, und so sollen die Gesetzmäßigkeiten erkannt werden, die die tektonische Erscheinungswelt beherrschen. So soll auch die breite Basis für die Ermittelung der Ursachen der Vorgänge gewonnen werden.

Wir haben in der Richtung auf das gesteckte Ziel unsere Untersuchungen geführt. Recht mühsam war oft der Weg. Wir beschäftigten uns mit vielen Einzelheiten, und es mochte zuweilen scheinen, als ob das Ziel dem Auge entrückt wäre. Aber es bedurfte z. B. der sehr weitgehenden Einzelausführungen über die Zeitlichkeit der Orogenesen, um eine Fundamentalvorstellung, nämlich diejenige der Episodizität alles orogenen Geschehens, sicherzustellen; und ebenso bedurfte es der eingehenden Auseinandersetzungen über die Meeresbewegungen der Vorzeit, um eine zweite Fundamentalvorstellung, diejenige einer gewissen Universalität der epirogenen Vorgänge, abzuleiten.

Wir schauen zurück und versuchen, unsere Ergebnisse zu einer Rastvorstellung zusammenzufassen.

In der Tektonik handelt es sich um Bewegungsvorgänge in der Erde, und zwar wesentlich im festen Erdgerüste. Doch kann das im allgemeinen feste Material auch in die flüssige oder wenigstens plastische Phase eintreten und während dieser, u. U. ganz besonders in dieser, Umformungen erfahren, die man gewiß nicht vom Begriffe der Tektonik ausschließen darf. Von hier ist es aber nur noch ein Schritt zu den Form- und Lageveränderungen des Magmas, die wenigstens zum Teil noch unter die „Tektonik" fallen. Sie sind „tektonisch", wie wir sagen wollen, soweit sie unmittelbare Wirkungen der gleichen Kräfte sind, die die Lage- und Formveränderungen der festen Gesteine herbeiführen.

Wir beschäftigten uns zunächst mit der großen und so mannigfaltigen Welt der orogenen Erscheinungen, wobei gewisse Ergebnisse

in „Sätzen“ oder gar „Gesetzen“ zusammengefaßt wurden. Dabei wurden unter orogenen Erscheinungen nicht nur die Decken und Falten, sondern auch — entsprechend der Definition von Orogenese als „Veränderungen des tektonischen Gefüges“ — die Bruchfalten und Blockverschiebungen verstanden, so daß sich eine Einteilung in vier Hauptkategorien der Orogenese, nämlich in

Deckengebirge,
Faltengebirge,
Bruchfaltengebirge,
Blockgebirge

ergab (S. 222).

Von der Haupterfahrung der vergleichenden Untersuchungen über die Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge war schon eben die Rede. Sie ist im (1.) orogenen Zeitgesetze zusammengefaßt, das aussagt, daß alle Orogenese an verhältnismäßig wenige und zeitlich engbegrenzte Phasen von $\pm$ erdweiter Bedeutung gebunden ist (S. 44). Setzen wir noch hinzu, daß sie gleichzeitig in den verschiedensten Erdgebieten auftritt, so erhalten wir unser Zeitgesetz in der Sonderform des „orogenen Gleichzeitigkeitsgesetzes“ (S. 45). Eine ganz unbedeutende Ausnahme von der Gebundenheit der Gefügeveränderungen an die Zeitphasen der Orogenese liegt darin, daß auch in epirogenen Zeiten Mikroverschiebungen von Art der seismischen eingetreten sein können (S. 62).

Die Phasen der Orogenesen wurden nun im einzelnen hinsichtlich ihres genaueren Alters, ihrer Verbreitung auf der Erde und vielfach auch ihrer Bedeutung für die Fortentwicklung des tektonischen Erdbildes verfolgt. Es ergaben sich drei Phasen der kaledonischen und vier Hauptphasen und eine unbedeutende Nachphase der variscischen Faltung. Auch zwischen kaledonischer und variscischer Orogenese deuteten sich in der devonischen Zeit Faltungen an, über die weitere Feststellungen noch abzuwarten sind. Die alpidisch-saxonische Faltung zählt, wenn wir alle „Unterphasen“ hinzurechnen und die diluvialen Nachklänge fortlassen, 18—20 Phasen, von denen etwa die Hälfte schon im Mesozoikum, und zwar zum überwiegenden Teile in der Kreide, und die andere Hälfte im Tertiär liegt. In runder Zahl sind also etwa 30 orogene Phasen seit der vorkambrischen Zeit erkennbar geworden, davon etwa ein Drittel im Paläozoikum, ein Drittel im Mesozoikum und das letzte Drittel im Tertiär. Die Zahl mag sich noch erhöhen, Andeutungen dessen sind da. Aber auch eine noch etwas größere Zahl sagt bei der Kurzfristigkeit des Einzelvorganges schließlich nicht viel gegenüber der Länge der geologischen Zeit.

Mit besonderem Nachdrucke verweise ich auf die Zahl und Bedeutung der mesozoischen Faltungen. Schon mesozoisch sind in sehr vielen unserer jungen Hochgebirge die „Stammfaltungen“ gewesen, denen

gegenüber die nachfolgenden Faltungen der Tertiärzeit nur posthume Wiederholungen, vielfach unter Angliederung neuer Faltungszonen, bedeuten. Endgültige Konsolidation größerer Gebirgssysteme ist in der mesozoischen Zeit allerdings nur ausnahmsweise, z. B. in den südafrikanischen Kapketten, herbeigeführt worden, und z. T. dadurch wird erklärlich, daß die mesozoischen Faltungen in ihrer großen Bedeutung erst spät erkannt worden sind. Denn wenn das Bild der älteren Faltung durch posthume Faltungswiederholungen überwuchert ist, so bedarf es scharfer Analysen, um es frei von späteren Zutaten in seiner vollen Bedeutung in Erscheinung zu bringen. Auch bei der saxonischen Faltung bringen die orogenen Phasen der Tertiärzeit weithin nur den neuen Anstrich eines alten, nämlich mesozoischen Erdgebäudes (St. V, S. 15). Lange genug hat man sich aber hier und in den Hochgebirgen durch den neuen Anstrich täuschen lassen und das ganze Gebäude für neu gehalten.

Der (2.) „Satz von der Gleichzeitigkeit (Gleichaltrigkeit) der orogenen Formen“ (S. 229) bringt zum Ausdruck, daß alle Arten orogener Baustile sich in ein- und derselben Phase ausbilden können.

Die Unterscheidung der oben genannten Hauptkategorien der Orogenese soll die Übersicht über die orogene Formenwelt erleichtern. Aber keineswegs stehen diese Kategorien unvermittelt nebeneinander, sondern alle Zwischenglieder sind bekannt, und letzten Endes haben wir eine einzige lange Reihe ineinander übergehender Baustile, wobei an einem Pole der Reihe das extreme Deckengebirge, am anderen ein Blockwerk vertikal gegeneinander verschobener Schollen steht.

Diese Sachlage wird im (3.) „Satz von der Verknüpfung der orogenen Formen“ (S. 224) ausgesprochen.

Der (4.) „Satz von der orogenen Hochbewegung“ (S. 236) sagt, daß nicht nur die Faltung, sondern jegliche Gebirgsbildung, also auch die Entstehung des Bruchfalten- und Blockgebirges, unter Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel erfolgt. Er widerspricht also der Vorstellung, daß das Blockgebirge unter Absinken seiner Schollen entstanden sei.

Aus den Sätzen 2—4 ergibt sich, daß in ein- und denselben orogenen Phasen (Satz 2) die verschiedensten, aber durch Übergänge miteinander verknüpften orogenen Formen (Satz 3) unter Hebung gegenüber dem ozeanischen Spiegel (Satz 4) entstehen. Daraus folgt die Unmöglichkeit einer grundsätzlichen Unterscheidung einer tangentialen Gebirgsbildung, die zum Faltengebirge führt, und einer rein vertikal (abwärtigen) gerichteten, die das Schollengebirge schaffen soll.

Somit besagt (5) der „Satz von der Einheitlichkeit der orogenen Kraft“ (S. 241), daß die gleiche Kraft alle Orogenesen, also

Falten- und Schollengebirge, hervorruft. Wie also Decken- und Faltengebirge unzweifelhaft das Ergebnis seitlichen Druckes sind, so müssen auch Bruchfalten- und Blockgebirge samt ihren Verwerfungen durch seitlichen Druck geschaffen worden sein (S. 241/242). Nebenmotive, so auch die geradezu „gebirgsbildungsfeindliche" Isostasie (S. 243), treten ihm gegenüber sehr zurück. Auch Zerrungserscheinungen, die uns vielfach begegnen, sind durch ihn erklärbar (S. 250).

Vergleichende Betrachtungen ergeben das Gebundensein bestimmter Baustile an ganz bestimmte Bodenkonstitutionen, und so sagt (6.) der „Satz von der Bedingtheit der orogenen Formen", daß die Art der Gebirgsbildung in erster Linie durch die Art des betroffenen Untergrundes bestimmt wird (S. 253). Nicht verschiedene Kräfte haben bei der Entstehung der verschiedenen orogenen Baustile gewirkt, sondern die gleichen Kräfte haben verschieden gewirkt —, entsprechend der Verschiedenheit des Untergrundes.

In diesem Sinne ist die Faltung die charakteristische orogene Reaktionsform des mobileren, die Bruchbildung diejenige des stabileren Bodens, der Salzaufstieg eine solche der hochmobilen Salzmassen, die Intrusion diejenige des Magmas (S. 257). Daraus, daß hinsichtlich der Bodenkonstitution alle Übergänge vorhanden sind, erklärt sich nun auch das Bestehen aller Übergänge zwischen den orogenen Formkategorien. Die durch die Sonderverhältnisse des Bodens bedingten Sonderformen der Orogenese erscheinen uns geradezu als „orogene Fazien", wenn wir eben unter Fazies eine durch die jeweiligen Sonderumstände bedingte Erscheinungsform, und zwar nicht nur eines Zeitabschnittes oder eines Gesteines, sondern nun auch einmal eines Vorganges verstehen.

Die Bodenkonstitution wechselt im Laufe der Zeiten und im Ablaufe der orogenen, epirogenen und magmatischen, ja auch der exogenen Ereignisse, und im Zusammenhange damit wechseln am gleichen Orte auch die orogenen Reaktionsformen von der einen Faltungsphase zur andern. Insbesondere untergräbt sich die Faltung vielfach die Möglichkeit ihrer Wiederholung, und daneben kommen die „Zementierungen" durch das flüssig überall eindringende und dann erstarrende Magma (S. 35) als versteifend in Betracht. Im großen und ganzen erkennen wir also in der Fortentwicklung der Bodenkonstitution eine gewisse Zielstrebigkeit in der Richtung zunehmender Stabilität, und dem entspricht eine gewisse Zielstrebigkeit der Orogenese in der Richtung immer niedrigerer orogener Typen und endlich des gänzlichen Unterbleibens orogener Reaktionen. Die geosynklinalen Senkungen, die etwa wieder einsetzen, sind rückläufige Phasen auf diesem Wege, die die weiteren Konsolidationsfortschritte vorbereiten. Im Jugendzustande (Geosynklinalphase) ist der Boden für Faltung veranlagt, im Alterszustande (Schwellenphase) für Bruchbildung; letztere ist also im allgemeinen eine Alterserscheinung des

Bodens. Erneute Faltungen können erst durch eine „Verjüngungskur" in Form neuer geosynklinaler Absenkungen und anschließender Sedimentationen eingeleitet werden, wodurch eine Art „Scheinjugend" entsteht. Dann können in bereits konsolidierten Räumen die Bedingungen für die Bruchfaltung gegeben sein —, ja in extremen Fällen der Verjüngung können sich sogar wieder alpinotype Faltungen einstellen (S. 254).

Faltungsbrüche, die aus der Überschreitung der (herabgesetzten) Kohäsionsgrenze der Gesteinsverbände bei einer Faltung hervorgehen, treten also auf, wenn noch eine gewisse Faltbarkeit des Untergrundes geblieben oder durch Verjüngung neu erzielt worden ist. Neben ihnen stehen die reinen Zerdrückungsbrüche (Zerberstungen), gebunden an die Phase der Zerdrückbarkeit. Endlich folgt die Todesphase, in der der Boden in den orogenen Phasen überhaupt nicht mehr mit orogenen Formen, sondern höchstens noch mit „synorogenen" Bewegungen von epirogener Art reagiert (S. 254).

Die disharmonische Gebirgsbildung (S. 257ff.), d. h. das Auftreten verschiedener Baustile im gleichen Profile, wird ohne weiteres durch das Durch- und Übereinander von Massen verschiedener Reaktionsfähigkeit erklärlich. Als extremste Form kann die magmatische Injektion und letzten Endes sogar der oberflächliche Magmenerguß gelten. Auch die Salztektonik wird uns erst aus dem Begriffe der disharmonischen Gebirgsbildung heraus recht verständlich.

Die Lokalisierung der Faltungen steht in voller Abhängigkeit von den Untergrundsverhältnissen (S. 259ff.), wie auch schon im Hallschen Grundgesetze über das Gebundensein der Gebirge an die Zonen großer Mächtigkeit der Sedimente zum Ausdruck kommt. Die Geosynklinale muß in die Phase der Reife eintreten, die sie zur „Muttergeosynklinale" („Muttermeer") der Gebirge geeignet macht.

Wir kamen zu der Vorstellung, daß der orogene Schub im Zusammenhange mit dem Widerstande, den die stabilen Schwellen der Einengung entgegensetzen, mittelbar von diesen Schwellen ausgeht, so daß sich die faltende Kraft mit zunehmendem Abstande von den Schwellen verschwächt („aktive Wirkung der Schwellen infolge ihrer Passivität".) Dadurch erklärten wir, daß die Falten in der Hauptsache an die Ränder der Schwellen gebunden und gewissermaßen deren in Generationen sich folgende „Deszendenten" sind. Somit sind für das Zustandekommen der Faltung außer der Reife des Bodens gewisse Lageverhältnisse Vorbedingung. Wir sprachen von den „Vaterschwellen" („Stammschwellen") der Faltenzüge. So hat ein jedes Gebirge gewissermaßen Vater und Mutter, und wir verstehen in vielen Fällen die Gebirgszusammenhänge erst richtig, wenn wir, im wesentlichen auf Grund paläogeographischer Untersuchungen, die Vater- und Mutterschaft geklärt haben.

So sind die Falten durchaus **bodenständige** Erscheinungen und nicht, wie z. B. in der **Sueß**schen Hypothese des asiatischen Baues zum Ausdruck kam, ein Wellenwurf infolge zum Teil fremder Impulse.

Der faltende Schub wirkt also vom Rahmen gegen die Geosynklinale, und die aus der Geosynklinale aufsteigenden Falten legen sich in der Richtung auf den Rahmen über. Die Faltungsrichtung ist die Ausweichsrichtung der der Faltung unterliegenden Massen. Richtung der Faltung und Richtung des faltenden Schubes sind einander entgegengesetzt. Die Alpen sind in ihrem Hauptteile nach Norden gefaltet, aber durch Schub (Unterfahrung) von Norden (S. 278).

Darin, daß für die Einseitigkeit der Faltensysteme, die ihren besonderen Ausdruck in den Deckenbewegungen findet, d. h. also für etwas Qualitatives, auch die örtliche Lage zu den Rahmen der Muttergeosynklinalen von hoher Bedeutung ist, erfährt der Satz, daß die Art der orogenen Reaktion durch die Bodenkonstitution bestimmt wird, eine gewisse Einschränkung bezw. Ergänzung.

In Abhängigkeit von den Untergrundsverhältnissen und insbesondere von den Veränderungen derselben —, sei es durch die vorangegangene Faltung, sei es durch an diese sich wieder anschließende Epirogenesen (z. B. Vortiefenbildung), sei es durch einfachen Fortgang älterer Epirogenesen —, erweitern sich in jüngerer orogener Phase die älteren orogenen Baue in die Breite (Anbau, Wandern der Faltung) oder im Fortstreichen (Fortbau). Bei der Sonderform des „Abwanderns“ von den Schwellen kommt die „Erreichbarkeit“ insofern in Betracht, als Zonen, die in der älteren Faltungsphase wegen des größeren Abstandes vom Vorlande nicht betroffen wurden, dem orogenen Drucke deshalb zugänglich werden, weil das Zwischengebiet durch die ältere Faltung versteift und also der Schwelle angegliedert worden ist (S. 272/273).

Hinsichtlich der viel umstrittenen Frage, ob **einseitiger oder zweiseitiger Schub** die Gebirge entstehen lasse, ergibt die vergleichende Tektonik eine sehr lehrreiche Formenreihe. Sie beginnt mit **zweiseitig gegen außen** gefalteten Gebirgen von Art der Pyrenäen oder der nordeuropäischen Kaledoniden, die aus relativ **schmalen** Geosynklinalen zwischen deren Randschwellen „wie zwischen den Backen eines Schraubstockes“ entstanden sind. Die fächerförmig zueinander gestellten Gebirgshälften rücken **bei zunehmender Breite** der Muttergeosynklinale zugleich mit den umrandenden Festlandschwellen auseinander, und es entsteht der Doppelkranz der Falten mit ungefaltetem oder schwach gefaltetem Mittelstücke, wobei **jeder Teil des Doppelkranzes** für sich einen **einseitigen** Bau gegen außen zeigt. Die Reihe endigt mit den rein einseitigen Faltenkränzen, die, wie in Nordamerika, die Festländer in der Randzone weiter Ozeane umgeben, ohne daß von einer Gegenschwelle dieser Festländer noch gesprochen werden könnte. So über-

brückt sich der Gegensatz der Auffassungen, indem sich die Einseitigkeit, wie wir sie z. B. im allgemeinen in den Gebirgen des mediterranen Orogens finden, als eine halbe Zweiseitigkeit darstellt (S. 280).

Der oben hervorgehobenen Zielstrebigkeit in der Entwicklung der Bodenkonstitution, der eine gewisse Zielstrebigkeit in der Entwicklung der orogenen Formen parallel geht, entspricht auch eine Zielstrebigkeit in der Fortentwicklung der magmatischen Differentationen (S. 255).

Die Leistung der tektonischen Kräfte in der Zeiteinheit zeigte sich in den in ihr vollbrachten Massenbewegungen vertikaler und tangentialer Richtung und den inneren Umformungen.

Dauernd sind solche Massenbewegungen im Gange. Aber eine Haupterfahrung, ja vielleicht die Haupterfahrung aus allen vergleichenden Untersuchungen über die Zeitlichkeit des tektonischen Geschehens war eben die, daß Faltungen und ähnliche Erscheinungen, die ganz große Arbeitsleistungen der tektonischen Kräfte bedeuten, nur in bestimmten und kurzfristigen Zeiten eingetreten sind. Größere Leistung in kürzerer Zeit bedeutet aber Aufwendung stärkerer Kraft. Somit kommen wir aus einer Grunderfahrung der vergleichenden Tektonik zu der, wie wir nun auch wohl sagen dürfen, Grundvorstellung eines episodisch sehr gesteigerten Wirkens der tektonischen Kräfte.

Wenn ausgedehnte Erdgebiete um Tausende von Metern gehoben und dabei großwellig verbogen werden, — mag die Hebung auch topographisch nicht in Erscheinung treten, indem die Denudation sie dauernd ausgleicht —, so sind auch das große Leistungen. Aber zunächst sind sie schon an sich nicht mit der Arbeitsleistung bei der Faltung der Hochgebirge zu vergleichen. Denn hier handelt es sich nicht nur gleichfalls um Hebungsvorgänge von bedeutendem Ausmaße, sondern hinzu treten in starker Weise die inneren Umformungen der aufwärtsgetriebenen und eingeengten Schichtmassen. Dazu vollziehen sich die nur unter großwelligen Verbiegungen erfolgenden Massenhebungen im Laufe längerer geologischer Zeiten, und so ergibt sich hier für den Quotienten Leistung : Zeit, d. h. für die Kraft, ein kleinerer Wert. Man darf auch nicht einwenden, daß die epirogenen Wirkungen mehr allgemein verbreitet, die orogenen mehr lokalisiert sind, und daß deshalb die tektonische Gesamtleistung in der orogenen Zeiteinheit vielleicht nicht größer sei, als in der anorogenen. Hat uns doch, worauf gleich wieder verwiesen werden wird, die Betrachtung der Meeresbewegungen gelehrt, daß tektonische Vorgänge von epirogener Art („Synorogenesen“) auch in den orogenen Phasen außerhalb der eigentlichen orogenen Zonen fortgehen, ja sogar verstärkt sind.

So kommen wir zum Bilde des Wechsels langer Zeiten mit geringen und kurzer Zeiten mit hochgesteigerten tektonischen Leistungen.

Auch bei der Epirogenese erkannten wir als Hauptmotiv den seitlichen Erddruck, und so erweitert sich der Satz von der Einheitlichkeit der orogenen Kräfte zum Satze von der Einheitlichkeit der tektonischen Kräfte ganz allgemein.

Wir gingen bei den Untersuchungen über die epirogenen Vorgänge der Vorzeit von den Meeresbewegungen als den Folgeerscheinungen und somit Indikatoren der Bewegungen des festen Erdgerüstes aus. Sie wurden für große Abschnitte der geologischen Zeitrechnung eingehend betrachtet, und es ergab sich die Vorstellung, daß sie in den einzelnen Zeitabschnitten jeweils eine gewisse vorherrschende Tendenz zeigen, die sich unbekümmert um die Art der Meeresräume geltend macht. So entstand die Vorstellung eines „Kanons" der Meeresbewegungen (S. 295), d. h. einer statistisch, also nach der Mehrzahl der Fälle, festzulegenden Regel über die Erweiterungen und Verengungen der Meere von Zeitabschnitt zu Zeitabschnitt. Als statistisch festzulegende Regel hat der Kanon Ausnahmen, in manchen Zeiten mehr, in anderen weniger, und ein sehr auffälliges Beispiel der Regelwidrigkeit liegt in den In- und Egressionen der germanischen Trias, die geradezu entgegengesetzt zu den sonstigen Meeresbewegungen der Triaszeit verlaufen sind (S. 321).

Die rein empirisch an Hand vieler Beispiele abgeleitete Vorstellung der weitgehenden Gleichsinnigkeit der Meeresveränderungen in den einzelnen Zeitabschnitten steht in scharfem Widerspruche zu dem sog. Haugschen Gesetze der kompensativen Trans- und Regressionen, nach dem den Regressionen in den sog. Geosynklinalen Transgressionen über die sog. Extrageosynklinalgebiete und umgekehrt den geosynklinalen Transgressionen extrageosynklinale Regressionen entsprechen sollen. Es werden die Fehlerquellen dargelegt, die bei der Begründung dieses Gesetzes in den Einzelfällen und ganz allgemein eingetreten sind (S. 341). Der Ausgangsfall ist für Haug die Zeit des Portlands gewesen, und es ist auch richtig, daß wenigstens im jüngeren Portland weithin in Europa Verhältnisse gegeben waren, die als Beispiel für ein Zutreffen des Haugschen Gesetzes verwertbar wären. Aber was hier in einem einzelnen Zeitabschnitte in einem Teilgebiete der Erde eine gewisse Gültigkeit hat, erweist sich als Ausnahme und nicht als Regel, — schon wenn wir die ganze übrige Juraperiode bis hinein in das Unterportland, und vor allem, wenn wir die sonstigen Erdzeiten vergleichend heranziehen (S. 337).

Es war oben von den Ausnahmen vom Kanon die Rede. Sie können also in Einzelfällen auch einmal so liegen, daß sie die Haugsche Regel zu bestätigen scheinen. Aber die vergleichende Betrachtung vieler Zeitabschnitte lehrt hier wieder, was Regel und was Ausnahme ist.

Es wurden auch Fälle gezeigt, in denen gewisse Transgressionen mehr die Geosynklinalen oder mehr die Extrageosynklinalgebiete bevorzugen (S. 343). Aber Ungleichgradigkeit der Bewegungen in

Geosynklinal- und Extrageosynklinalgebieten ist noch lange nicht die von Haug geforderte Ungleichsinnigkeit derselben.

Auf den ersten Blick recht bestechend ist die Haugsche Vorstellung, daß die durch die Faltung aus den Geosynklinalräumen verdrängten Wasser über die extrageosynklinalen Festlandsgebiete geleitet worden seien. Aber sie ist unhaltbar, wenn man von Fall zu Fall Faltungsakt und Meeresbewegungen, jedes für sich, zeitlich genau festlegt (S. 344). Dann ergibt sich vielmehr, daß das Meer gleichzeitig mit den Faltungen auch aus Extrageosynklinalgebieten gewichen ist. Natürlich müssen auch unter der Auffassung der gleichzeitig-gleichsinnigen Meeresbewegungen Asyle da sein, die das aus den Faltungszonen verdrängte Meer aufnehmen: sie sind innerhalb des großen Geosynklinalsystemes der Erde, zu dem schließlich auch die Ozeane gehören, zu suchen.

Um zu Vorstellungen über die epirogenen Vorgänge auf Grund der Meeresbewegungen zu gelangen, waren vom Kanon zunächst diejenigen Meeresbewegungen auszuschalten, die mit den orogenen Vorgängen zusammenfallen und ganz offenbar durch sie bedingt sind. Der Vergleich des rein empirisch abgeleiteten Kanons der paläozoischen Meeresbewegungen mit den Erfahrungen über die Zeitlichkeit der paläozoischen Orogenesen zeigt nun das Eintreten der ganz großen Regressionen in den orogenen Phasen, und das bestätigt sich auch in anderen Erdzeiten. Dabei zeigen sich diese Regressionen, wie eben schon gesagt wurde, auch in solchen Gebieten, die von den Faltungen nicht unmittelbar betroffen sind. Es gibt zwar auch Faltungszeiten mit nur schwachen allgemeinen Regressionen, und es gibt auch Zeiten stärkerer und in Ausnahmefällen ganz starker Regressionen, in denen Orogenesen bisher nicht nachweisbar gewesen sind. Aber in letzteren Fällen ist wohl in besonderem Maße mit der Möglichkeit zu rechnen, daß echt orogene Bewegungen durch spätere Untersuchungen noch einmal festgestellt werden (S. 349).

Nach Ausscheidung der Zeitabschnitte der Orogenese verbleibt vom Kanon der Meeresbewegungen das Bild wechselnder Trans- und Regressionen, wobei die Transgressionen überwiegen. Letzteres ist nicht zu verwundern. Denn wenn sich das Hin und Her der Wassermassen in der ganzen geologischen Vorzeit annähernd die Wage gehalten hat und wenn nun die ganz großen Regressionen zum wesentlichen Teile auf Kosten der Orogenesen gehen, so muß sich bei Abzug dieser die Wage bei den Epirogenesen stark zugunsten der Transgressionen neigen (S. 351).

Die Orogenesen führen also zu allgemeineren Regressionen, die Epirogenesen zu allgemeineren Regressionen und Transgressionen. Die orogenen Regressionen scheinen gegenüber den epirogenen außer durch ihren meist größeren Betrag auch durch ihren schnelleren Ablauf charakterisiert zu sein (S. 350).

Aus der gleichzeitigen Gleichsinnigkeit der Meeresveränderungen in den weitesten Erdgebieten wurde auf gleichzeitige Gleichsinnigkeiten in den Bewegungen des festen Erdgerüstes geschlossen.

So kamen wir, fußend auf den Meeresbewegungen epirogener Zeiten, zu der epirogenen Gleichzeitigkeitsregel, die besagt, daß die Veränderungen im Gange der epirogenen Bewegungen in den verschiedensten Erdgebieten erhebliche gleichzeitige Gleichsinnigkeiten aufweisen (S. 362).

Diese gleichzeitigen Gleichsinnigkeiten glaubten wir in dem Sinne verstehen zu dürfen, daß sich im Verlaufe der undatorischen Vorgänge ganz allgemein die Spannweiten der Aufwärtsbewegung der Festländer und des Einsinkens der Geosynklinalen auf gegenseitige Kosten bezw. zu gegenseitigen Gunsten verengern und erweitern (S. 361).

Wenn nun die epirogenen Bewegungen in den verschiedenen Gebieten der Erde in gleichen Zeiten trotz mancher Ausnahmen im großen und ganzen gleichsinnig verlaufen, so sind allgemeiner verbreitete und allgemeiner wirkende Ursachen anzunehmen. Jedenfalls kann das Hauptmotiv für Vorgänge von erdweiter Bedeutung nicht in örtlich wirkenden Verhältnissen gesucht werden (S. 363).

Aus diesem Grunde ist die Isostasie, d. h. ein örtliches Motiv, als Hauptursache der Epirogenese abzulehnen, mag sie auch als Nebenmotiv in manchen Fällen bedeutungsvoll werden können, so beim Einsinken der Gebirge nach ihrer Auffaltung (S. 366ff.).

Das allgemeinere Auftreten von Regressionen in den orogenen Phasen auch außerhalb der eigentlichen Faltungszonen werteten wir als Beispiel dafür aus, daß Bewegungen, die ihrer Art nach den epirogenen sehr nahe stehen, mit den Zeiten starker Druckwirkungen in der Erdkruste zeitlich zusammenfallen und also mit ihnen auch wohl in kausalem Zusammenhange stehen. Damit lag es aber nahe, überhaupt die durch negative Strandverschiebungen sich ausdrückenden allgemeineren Einengungen der Meere mit einem verstärkten Stauungsdrucke in Verbindung zu bringen, und damit lag es weiter nahe, umgekehrt die Ursachen der allgemeinen Transgressionen in dem Nachlassen dieses Stauungsdruckes zu suchen (S. 364). So wird also auch über den Weg der Trans- und Regressionen die Auffassung erreicht, daß, wie die Ursache der Orogenese, so auch im wesentlichen diejenige der Epirogenese in den tangentialen Erdstauungen zu suchen ist. Die epirogene Kraft ist nichts anderes wie eine verschwächte orogene, die orogene eine verstärkte epirogene; beide sind also qualitativ gleich und nur quantitativ verschieden (S. 364). Daß die Orogenesen „Kulminationen“ der Epirogenesen seien, ist also zuzugeben, soweit es kausal gemeint ist, nicht allerdings, was die Phänomene anlangt. Und diese müssen voranstehen, wenn man die Erscheinungswelt der Tektonik klassifiziert, und nicht

darf diese Klassifizierung auf Grund subjektiver Auffassungen über die Gleichheit der Kausalität abgeschwächt werden.

Der Kanon der Meeresbewegungen ist also zugleich der Kanon der wechselnden Intensität des tangentialen Erddruckes, und mit den Meeresbewegungen haben wir zugleich den allgemeinen Pulsschlag der Erdstauungen abgeleitet.

Die Abweichungen vom Kanon mögen z. T. in den Nebenmotiven des epirogenen Geschehens begründet sein (S. 366). Und wenn überhaupt eine Reihe verschiedenartiger Verhältnisse in den Meeresbewegungen neben dem Hauptmotive zur Geltung kommt, so ist es nicht nur nicht zu verwundern, sondern nur natürlich, daß die Meeresbewegungen keine einheitliche Gesetzmäßigkeit, sondern nur eine „Regel“ erkennen lassen, die vielerlei Ausnahmen hat (S. 369).

Die Meeresbewegungen gaben uns die Unterlage, in einzelnen Gebieten Generalundationen, d. h. epirogene Bewegungen größerer Einheiten, und Spezialundationen, d. h. kleinwelligere epirogene Bewegungen innerhalb dieser größeren Einheiten, zu unterscheiden (S. 351 ff.). Sowohl in der germanischen Trias wie im Alttertiär des Pariser Beckens bedingte die Spezialundation den Fortgang der Sedimentation, die Generalundation den Wechsel zwischen mariner und festländischer Fazies (S. 355). Die Inselwelt der Molukken gab ein Beispiel von Spezialundationen bei abwärtiger Generalundation (S. 358).

Vergleichende Betrachtungen über Struktur des Bodens und Richtung der Undationen legten die Auffassung nahe, daß die stabileren Erdgebiete zur aufwärtigen Undation, die mobileren zur abwärtigen besonders geeignet sind. Dabei kommt es nicht nur auf die Stabilität an sich, sondern auf die relative Stabilität im Vergleich zu den Nebengebieten an. So erklärt sich die gesteigerte Senkung der mobileren Gebiete in der Umrandung stabilerer Einheiten, die die sog. Saumtiefen schafft. Diese sind also epirogene Nahwirkungen der Schwellen. Auch die heutigen Tiefseegräben und die alten und jungen Vortiefen der Gebirge werden als Saumtiefen aufgefaßt, wenn auch die Mitwirkung isostatischer Motive bei ihrer Ausbildung zugegeben wird (S. 385).

Die Einzelbilder der Gesamttektonik, d. h. der Orogenese und der Epirogenese, erscheinen uns nach den vorangegangenen Ausführungen als Funktion

1. der Intensität der tektonischen Kräfte (Faktor „Druck“),
2. der Reaktionsfähigkeit des betroffenen Materials (Faktor „Konstitution“),
3. gewisser Lageverhältnisse (Faktor „Lage“).

Dabei ist die tektonische Erscheinungswelt im wesentlichen in den ersten beiden Faktoren, also in dem Verhältnis von Druck und Reaktionsfähigkeit, begründet.

Der Wechsel in der Stärke des Druckes bedingt ja schon den ganzen Unterschied der orogenen und epirogenen Erscheinungen; Orogenese ist die Reaktionsform des Untergrundes auf starken episodischen, Epirogenese diejenige auf schwächeren säkulären Druck. So haben wir geradezu vom „orogenen“ Druck, als dem, der orogene Erscheinungen hervorzurufen vermag, und vom „epirogenen“, als demjenigen gesprochen, der nur epirogene Bewegungen erzeugt. Allerdings gibt es eine nunmehr ohne weiteres begreifliche, ja selbstverständliche Ausnahme. Ist nämlich das Auftreten von Oro- und Epirogenesen Funktion von Druck und Reaktionsfähigkeit, so müssen selbst bei schwachem Drucke im Falle hochgesteigerter Reaktionsfähigkeit Vorgänge von orogener Art eintreten. Solche hochgesteigerte Reaktionsfähigkeit besitzt nun das Salz und in noch viel höherem Maße das Magma, und wir stehen hier den Erscheinungen der „Synepirogenesen“, d. h. der Umgestaltungen von orogener Art in anorogenen (epirogenen) Zeiten, gegenüber (S. 370 bis 374). So kann schwacher Druck in einem Materiale von ungewöhnlich großer Reaktionsfähigkeit dieselben tektonischen Bilder schaffen, wie im normalen Materiale erst der starke Druck.

Ist die Druckstärke gering (anorogene Zeiten), so unterbleiben Umformungen von orogener Art, soweit also nicht ungewöhnlich hohe Mobilität die Massen auch schon für diese Druckstärke reaktionsfähig macht. Hierin läge eine Einschränkung des orogenen Zeitgesetzes, wenn wir dessen Gültigkeit nicht von vornherein auf die „Normaltektonik“ (S. 62 u. S. 370) beschränkt hätten.

Daß der Faktor „Lage“ bei den orogenen Vorgängen von großer Bedeutung ist, ergibt sich schon daraus, daß sich manche Gebiete trotz ihrer konstitutionellen Reife nur wegen ihrer Lage der orogenen Beeinflussung entziehen. Der Boden muß, wie wir sagten, nicht nur ausreichend gefügig für den orogenen Druck, sondern auch erreichbar für ihn sein, und Lageverhältnisse bedingen eben zu einem guten Teil die Erreichbarkeit. So ist ja das Verklingen der Faltung mit dem Abrücken von dem Rahmen der Ausdruck einer Abhängigkeit des Quantitativen der Orogenese von den Lageverhältnissen. In diesem Sinne sind die Faltenkränze geradezu orogene Naherscheinungen der stabileren Einheiten, wie die Saumtiefen deren epirogene.

Den eigentlichen orogenen Bewegungen gegenüber sind die epirogenen viel allgemeiner verbreitet, wie sie auch sozusagen bei allen Bodenkonstitutionen sich einstellen, da der Wirkung eines schwachen, aber ständig wirkenden Druckes sich auch solche Gesteinsverbände nicht entziehen, die sich kurzfristigen und stärkeren Druckwirkungen widersetzen, indem sich die Druckauslösung in geeignetere Materialien verlegt. Der zunehmende Druck bewirkt also nicht nur eine an sich größere Intensität des tektonischen Vorganges, sondern auch zunehmende Unter-

schiede hinsichtlich der Art und der örtlichen Verteilung der tektonischen Erscheinungen als Ausdruck der zunehmenden Bedeutung der Faktoren Konstitution und Lage. Solche Unterschiedlichkeiten nach Material und Ort erklären sich letzten Endes aus dem Prinzip der Arbeitsökonomie. Denn die erforderliche räumliche Einengung der Gesteinsmassen, die uns nicht nur in den Orogenesen, sondern ganz verschwächt auch in den Epirogenesen kenntlich zu werden scheint, erfolgt offenbar unter Wahl solcher Formen und unter Verlegung an solche Orte und hier wieder in solche Materialien, daß sie mit einem Minimum von Arbeitsaufwand geschehen kann. So erklärt sich auch das Prinzip der Selektion nach Konstitution und Lage, das insbesondere bei den orogenen und ungleich schwächer bei den epirogenen Vorgängen in Erscheinung tritt. Beispiel dieser orogenen Selektion ist wohl auch die Unvollständigkeit der Faltenkränze in der Peripherie ihrer Vaterschwellen (S. 269).

Göttingen, im September 1924.

Berichtigungen und Ergänzungen

Anm. 1 anf S. 53 gehört zn S. 52.

S. 74, Zeile 8 lies Cortázar statt Cortazor.

S. 92, Zeile 22 lies „abgespielt“ statt „abgespiegelt“.

Zu S. 103, nach Absatz 5: In den Südalpen liegt im Pescaratale (Etschbnchtgebirge) nach M. Vacek (Erl. Bl. Rovereto-Riva 1 : 75000, S. 13—15) Grödener Sandstein vom Alter des Oberrotliegend ziemlich flach über weit steiler gestellten Schichten, die stratigraphisch dem Unterrotliegend entsprechen.

S. 108, Zeile 1 nnter c) lies östlichen statt westlichen.

S. 144, Zeile 28 u. Anm. 3 lies Gerth statt Geerth.

S. 160, Zeile 1 lies „zwischen Kreide und Tertiär“ statt „zwischen Jura nnd Kreide“.

Zn S. 171, letzte Zeile und S. 180, nach Absatz 3: Nach der Darstellung Vaceks (a. a. O.) sind anch im Etschbnchtgebirge (Südalpen) sowohl pyrenäische (a. a. O., S. 49 n. 90) wie savische (a. a. O., S. 51 u. 92) Bewegungen in Diskordanzen angedentet.

S. 198 lies Molengraaff statt Molengraaf.

S. 202. Nachzntragen ist, daß J. Royo-Gómez in der Sierra de Altomira außer vormiozänen Bewegungen auch solche von postpontischem Alter festgestellt hat. (J. Royo-Gómez, La Sierra de Altomira y sns relaciones con la snbmeseta del Tajo. Trab. Mns. Nac. Cienc. Nat., Ser. geol., N. 27, Madrid 1920.)

S. 209, Zeile 13 „dem Kankasus“ ist zu streichen (vgl. S. 148 n. 218).

S. 229, Zeile 8 lies Südengland statt Nordengland.

S. 292, Zeile 8 von nnten ist bei Kressenberg hinzuzufügen: nach M. Schlosser, Centralbl. f. Min. etc., 1922, S. 180.

Register

Verfasser ist für weitgehendste Hilfe bei Zusammenstellung der Register Frau Dr. Marg. Brinkmann-Göttingen zu aufrichtigem Danke verpflichtet.

Abkürzungen:

T. = Transgression	R. = Regression
F. = Faltung	Fph. = Faltungsphase
or., Or. = orogen, Orogenese	ep., Ep. = epirogen, Epirogenese
kaled. = kaledonisch	varisc. = variscisch
alpid. = alpidisch	k. = kein, keine usw.

I. Autorenregister

2. Ortsregister

3. Sachregister

